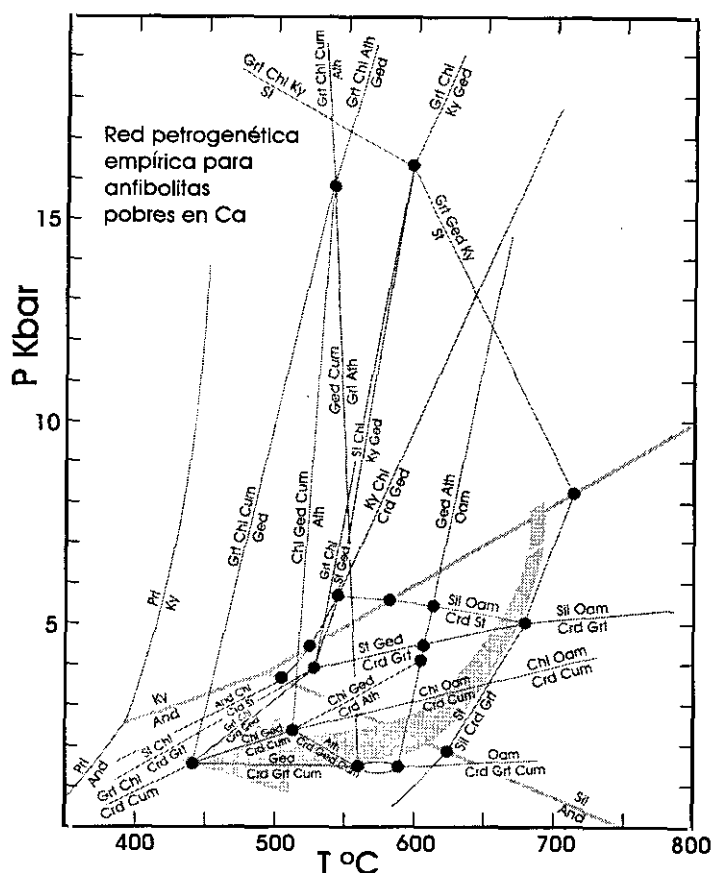




Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Petrología y Geoquímica

Petrología Metamórfica y Geocronología de la unidad culminante del Complejo de Ordenes en la región de Carballo (Galicia, NW del Macizo Ibérico)

Jacobo Abati Gómez



Tesis Doctoral
Madrid, 2000



Universidad Complutense de Madrid
Departamento de Petrología y Geoquímica

Petrología Metamórfica y Geocronología de la unidad culminante del Complejo de Ordenes en la región de Carballo (Galicia, NW del Macizo Ibérico)

Jacobo Abati Gómez

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid, Enero del 2000

Tesis Doctoral dirigida por los Doctores Ricardo Arenas Martín, Profesor Titular del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, Jose Ramón Martínez Catalán, Catedrático del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, y Florentino Díaz García, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.

VºBº

Fdo.: Ricardo Arenas
Martín

VºBº

Fdo.: Jose Ramón Martínez
Catalán

VºBº

Fdo.: Florentino Díaz
García

Agradecimientos

Desde estas páginas quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que de una forma u otra han contribuido a que esta Tesis Doctoral sea una realidad.

Mi agradecimiento más especial va dirigido a Ricardo Arenas, director principal de la Tesis, con quien llevo siete años de fructífera colaboración científica y amistad desde que aceptara la dirección de mi Tesina. Los que le conocemos sabemos que su labor como director de trabajos científicos va mucho más allá de lo habitual, y contar con él supone una garantía de calidad. Espero poder seguir manteniendo esta colaboración en el futuro.

También he podido disfrutar del lujo de contar con otros dos directores, Jose Ramón Martínez Catalán y Florentino Díaz García, cuya ayuda en el campo ha sido esencial. Su colaboración ha enriquecido notablemente el trabajo, mediante la participación en las numerosas discusiones científicas generadas a lo largo de estos años. Agradezco además su paciencia revisando manuscritos.

Al Profesor Greg Dunning, director del Laboratorio de Geocronología de la Memorial University of Newfoundland (Canada), debo agradecerle que me aceptara para trabajar en su laboratorio y su eficaz instrucción en los métodos de geoquímica isotópica, a pesar de mi horrible inglés. Su extrema meticulosidad en los detalles y su interés en que todos los datos de su laboratorio sean de la máxima calidad generan confianza en los resultados.

El aprendizaje de las partes más áridas del método U-Pb se lo debo a Robbie Hicks, que con su gran simpatía hizo además que la estancia en Terranova fuera más agradable. Tampoco olvido a John Ketchum, siempre dispuesto a ayudarme a reconocer monacitas en casos difíciles.

Y por supuesto a los compañeros de pintas en St. Johns, Pablo Valverde, Richard Cox y el mítico Javier Fernández Suárez, ahora compañero de despacho en Madrid. También pusieron sus granitos de arena enseñándome sus trucos para facilitar el trabajo en el laboratorio.

A Pilar Andonaegui y María José Huertas, que alegran el Departamento y las horas de la comida. Pilar además me permitió estudiar sus muestras petrográficas del gabro de Monte Castelo y me cedió algunas fotos.

A Pablo González Cuadra, que con su amistad y buen humor hizo inolvidables algunas jornadas de campo.

A los colegas del Departamento Pedro, Cristina, Luis Carlos, Mustapha, Larbi... que sería de nosotros sin algún café a media mañana.

A mi compañera Laura, que siempre me animó en los momentos más difíciles y nunca me permitió dejarlo por un trabajo. Y al pequeño Nico, aunque sin duda esta Tesis se hubiese terminado antes sin su ayuda.

A mi hermana Marga, que me permitió usar su casa de Laxe en las campañas de campo, a pesar de llenarla de piedras.

Finalmente, a mis padres y a mi familia por su constante apoyo.

Resumen

En esta memoria se presenta el resultado de un estudio integrado de petrología metamórfica y geocronología U-Pb realizado en el sector occidental de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Este complejo es la más extensa de las estructuras alóctonas que afloran en el NW del Macizo Ibérico, caracterizadas por la presencia de varias láminas de origen oceánico que marcan una de las principales suturas del Orógeno Varisco Europeo. El origen de los terrenos situados por encima de la sutura, que colisionaron con el margen septentrional de Gondwana hacia el Devónico Medio, permanece sujeto a debate.

La datación de los principales tipos de rocas ígneas y de fábricas metamórficas, en conjunto con el estudio de su evolución P-T, ha permitido el descubrimiento de un ciclo orogénico pre-varisco en la unidad culminante, poniendo por tanto de manifiesto su naturaleza poliorogénica. Las condiciones máximas de metamorfismo en el área estudiada varían entre la facies de las granulitas y la facies de las anfibolitas, y han podido distinguirse dos láminas con evoluciones metamórficas diferentes: una lámina inferior con metamorfismo granulítico de media-P o transicional hacia alta-P, y una lámina superior con metamorfismo en facies de las anfibolitas.

La lámina inferior comprende el macizo de gabros de Monte Castelo y las litologías asociadas, donde se han identificado dos tipos de granulitas: unas provienen de la recrystalización del gabro en zonas de cizalla de alta-T próximas a su base (granulitas básicas), y otras se desarrollan a partir de los enclaves sedimentarios que se encuentran en su interior (granulitas metasedimentarias). Ambos tipos de granulitas reflejan condiciones P-T semejantes y presentan una evolución metamórfica común. Su trayectoria P-T ha sido calculada mediante termobarometría convencional y multiequilibrio (método TWQ), y se caracteriza por una fuerte presurización a altas temperaturas que alcanza unos 10 Kbar y más de 800 °C.

La lámina superior está formada por metasedimentos y cuerpos más pequeños de gabros y ortogneises, con un metamorfismo que alcanza la primera zona de la sillimanita. Los dos cuerpos gabroicos más importantes de la lámina superior son los gabros de Oza y Barrañán. En los contactos entre estos gabros y los metasedimentos de la Serie de Ordenes se han encontrado varios afloramientos de anfibolitas pobres en Ca. Estas litologías desarrollan asociaciones minerales complejas, generalmente adecuadas para el estudio de sus condiciones P-T de formación. Dada la intensa retrogradación y la composición desfavorable de los metasedimentos de la Serie de Ordenes en este sector, se ha preferido utilizar estas anfibolitas para el estudio de la evolución metamórfica. La trayectoria obtenida refleja una descompresión aproximadamente isotérmica a unos 650 °C.

El contacto entre las dos láminas mencionadas, teniendo en cuenta el salto metamórfico sustractivo existente entre ellas, es interpretado como un accidente extensional. El estudio cinemático de la zona de intensa deformación que existe entre las dos láminas, marcada finalmente por el desarrollo de filonitas a partir de los metasedimentos y de algunos cuerpos graníticos deformados asociados a la zona de contacto, indica movimiento del techo hacia el S – SW. No se ha podido determinar la edad de este accidente, que refleja un adelgazamiento cortical que podría corresponder al ciclo Ordovícico o al ciclo Varisco (véase el capítulo 3).

La trayectoria P-T deducida para las granulitas indica un engrosamiento cortical considerable que se produce a altas temperaturas, en el campo de la sillimanita. De acuerdo con los modelos térmicos existentes, este tipo de trayectoria sólo es compatible con una región calentada por un intenso magmatismo de forma previa y/o durante un engrosamiento cortical, lo que resulta característico de arcos magmáticos. La trayectoria de la lámina superior refleja el enterramiento de un nivel situado inicialmente más alejado de los cuerpos ígneos, puesto que no se registra un calentamiento tan intenso. La descompresión isotérmica indica una exhumación a la que probablemente han contribuido procesos tectónicos.

Las dataciones U-Pb de circones del gabro de Monte Castelo (499 ± 2 Ma) y de un granitoide (500 ± 2 Ma) indican la existencia de un evento magmático bimodal próximo al límite Cámbrico – Ordovícico. Las edades de monacitas obtenidas en una granulita metapelítica y en dos muestras de paragneises de la zona de la sillimanita de la Serie de Ordenes ($493 - 498$ Ma) indican que el metamorfismo regional fue prácticamente sincrónico con el magmatismo. También se analizaron rutilos de la misma muestra de granulitas, que proporcionan una edad entre 380 y 390 Ma que se interpreta como el momento de la incorporación de la unidad culminante a la cuña orogénica varisca.

Como consecuencia de todo lo anterior, la unidad culminante se considera originada en un arco magmático, probablemente en un arco de islas, desarrollado durante el Ordovícico Inferior. Fragmentos de este arco fueron posteriormente incorporados al margen de Gondwana durante la colisión varisca, produciéndose la superposición de un metamorfismo en facies de los esquistos verdes al metamorfismo previo de mayor grado.

Índice

1. Introducción	1
1.1 Localización del área estudiada	2
1.2 Objetivos	3
1.3 Síntesis de la geología del Orógeno Varisco en la Península Ibérica	4
2. Geología del Complejo de Ordenes	9
2.1 Unidades basales	11
2.2 Unidades ofiolíticas	18
2.2.1 Unidad de Vila de Cruces	18
2.2.2 Unidades de Careón y Bazar-Carballo	21
2.3 Unidades superiores	26
2.3.1 Unidades de alta presión y alta temperatura (AP-AT)	26
2.3.2 Unidad culminante de media presión (MP)	31
3. La unidad culminante del Complejo de Ordenes en la región de Carballo	35
3.1 Macroestructura	35
3.2 Descripción de las principales litologías	36
3.2.1 Lámina inferior	36
<i>El gabro de Monte Castelo</i>	36
<i>Enclaves metapelíticos en el gabro de Monte Castelo</i>	40
<i>Las rocas basales de la unidad culminante</i>	41
3.2.2 El contacto entre las dos láminas	42
3.2.3 Lámina Superior	42
<i>La Serie de Ordenes</i>	42
3.3 Edad del despegue extensional que separa las dos láminas	43
3.4 Cinemática de las fábricas de bajo grado (facies de los esquistos verdes)	46
3.4.1 Microestructuras en los paragneises filonitizados	48
3.4.2 Microestructuras en los granitoides filonitizados	48
3.5 Petrografía	48
3.5.1 Granulitas en cizallas en la base del gabro de Monte Castelo (granulitas básicas)	49
3.5.2 Enclaves metasedimentarios en el gabro de Monte Castelo (granulitas metapelíticas)	53
3.5.3 Granitoides situados en el contacto entre las dos láminas	57
3.5.4 Metasedimentos de la Serie de Ordenes	58
3.5.3 Anfibolitas pobres en Ca	60
4. Química mineral y termobarometría	67
4.1 Granulitas básicas y granulitas metapelíticas	68
4.1.1 Química mineral	68
<i>Granate</i>	69
<i>Ortopiroxeno</i>	79
<i>Plagioclasa</i>	80
<i>Biotita</i>	80
<i>Anfibol</i>	81

Óxidos de Fe-Ti	82
4.1.2 Termobarometría	84
4.1.2.1 Termobarometría multiequilibrio en granulitas	84
4.1.2.2 Termobarometría convencional	94
4.2 Anfibolitas pobres en Ca	99
4.2.1 Química mineral	99
Granate	99
Anfiboles ferromagnesianos	101
Plagioclasa	103
Biotita	103
Cordierita	104
Estaurolita	104
Óxidos de Fe-Ti	104
4.2.2 Estimación de las condiciones P-T	104
5. Trayectorias P-T y origen de las granulitas de la	
 unidad culminante	111
5.1 Evolución P-T de las granulitas de la unidad culminante	111
5.2 Evolución P-T de las anfibolitas pobres en Ca	119
6. Geocronología	121
6.1 Investigaciones geocronológicas previas en las unidades superiores de los	
complejos alóctonos	121
6.2 Descripción de las muestras y resultados geocronológicos	127
6.3 Discusión	138
6.3.1 Edad del magmatismo	138
6.3.2 Edades del metamorfismo	139
7. Origen de la unidad culminante: contexto geodinámico e	
 implicaciones para las interacciones Gondwana-Laurentia	
 durante el Paleozoico Inferior	143
7.1 Contexto geodinámico	143
7.2 Implicaciones para las interacciones Gondwana-Laurentia durante el Paleozoico	
Inferior	145
7.2.1 Introducción	145
7.2.2 Relaciones entre la unidad culminante y la evolución de los continentes	
paleozoicos	148
8. Conclusiones	151
8.1 Evolución tectonometamórfica	151
8.2 Geocronología	152
8.3 Conclusiones y discusión general respecto al origen y evolución de la unidad	
culminante del Complejo de Ordenes	153
Bibliografía	155
Apéndice 1: Técnicas analíticas U-Pb	167
Apéndice 2: Análisis de minerales	175

Capítulo 1

Introducción

Los Complejos Alóctonos del NW del Macizo Ibérico contienen una de las suturas de la Cadena Varisca Europea, que está marcada por la presencia de varias escamas de litosfera oceánica, las denominadas unidades ofiolíticas (Arenas *et al.*, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990). Afloran en grandes estructuras sinformales de tipo "klippe", generadas durante la etapa tardía de replegamiento del ciclo varisco, ocupan la posición estructural culminante y se encuentran situados en Galicia (Complejo de Cabo Ortegal, Complejo de Ordenes y Unidad de Malpica-Tui) y en el Trás-os-Montes portugués (Complejos de Bragança y Morais). Los complejos están constituidos internamente por una serie de unidades apiladas al inicio de la deformación varisca, que pueden diferenciarse por su posición relativa, litología y distinta evolución tectonotermal, y han sido interpretadas como originadas en distintos ambientes paleogeográficos (Martínez Catalán *et al.*, 1997). Durante su apilamiento y exhumación estas unidades fueron desmembradas y adelgazadas, lo que, junto con los efectos de plegamiento y fracturación debidos a las fases tectónicas más tardías, configura su disposición actual (Martínez Catalán *et al.*, 1996). De muro a techo, las unidades que forman los Complejos Alóctonos pueden ser agrupadas en tres conjuntos principales: unidades basales, ofiolíticas y superiores (Figs. 1.1 y 1.2). Las unidades superiores pueden dividirse a su vez en unidades de alta presión y alta temperatura (AP-AT), situadas en la parte basal, y unidades culminantes de media presión (MP), situadas por encima.

La presencia de una sutura, unida al resto de las características geológicas del orógeno, apuntan hacia un desarrollo orogénico típicamente colisional. De este modo, los conjuntos situados por debajo de la sutura (es decir, por debajo de las unidades ofiolíticas)

representarían uno de los elementos colisionantes, mientras que las unidades situadas a techo corresponderían al elemento conjugado, situado inicialmente en el otro extremo del océano representado por las unidades ofiolíticas. Parece que existe un acuerdo general en identificar las unidades a muro de la sutura como el margen continental de Gondwana (p.e. Paris y Robardet, 1977; Blaise y Bouyx, 1980; Martínez Catalán, 1990), mientras que el origen de las unidades situadas por encima (unidades superiores de los Complejos Alóctonos) está sujeto a discusión, en parte debido a la falta de suficientes datos geológicos, sobre todo en lo que respecta a la datación precisa de eventos metamórficos y deformativos. Esta falta de datos afecta principalmente a la unidad culminante de MP, quizás la unidad más desconocida de los Complejos Alóctonos, a pesar de que ocupa una gran extensión en algunos de ellos, particularmente en el Complejo de Ordenes, y sobre la que no existía ningún dato isotópico significativo acerca de sus fases principales de deformación y metamorfismo cuando se inició la presente investigación; únicamente existían escasos datos sobre edades de cuerpos ígneos y deformaciones tardías, como se analizará en capítulos posteriores de esta memoria.

El objetivo principal planteado en esta Tesis Doctoral es el estudio de un sector de la unidad culminante del Complejo de Ordenes, tanto desde el punto de vista de su evolución metamórfica como de su cronología isotópica, para intentar de esta forma mejorar el conocimiento de esta unidad y de su relación con el resto de la Cadena Varisca. Este estudio es considerado de particular importancia, puesto que, como se ha mencionado, es uno de los terrenos donde existía hasta ahora un menor conocimiento de su historia deformativa y metamórfica, y puede jugar un papel clave para establecer el origen y evolución del elemento

colisionante situado por encima de la sutura, y por tanto para mejorar el conocimiento de las interacciones Gondwana-Laurentia durante el Paleozoico. El estudio de la evolución tectonotermal de esta unidad, en combinación con los datos de edades isotópicas, han permitido identificarla como un elemento con una evolución tectonotermal pre-varisca, que registró un evento orogénico de edad cercana al límite Cámbrico - Ordovícico que incluye un episodio magmático bimodal prácticamente contemporáneo con un metamorfismo que alcanzó alto grado. El descubrimiento de este evento orogénico se considera la aportación más relevante de este trabajo. Su interpretación y significado se discutirá detalladamente a lo largo de esta memoria.

1.1 Localización del área estudiada

El Complejo de Ordenes es la más extensa de las mega-estructuras alóctonas del NW del Macizo Ibérico y se halla situado en su mayor parte en la provincia de La Coruña (Galicia, NW de la Península Ibérica), excepto su extremo sur, que se encuentra en la provincia de Pontevedra. Presenta una forma semi-elíptica, alargada en dirección N-S, con una longitud máxima de 120 Km y una anchura máxima de 75 Km, quedando abarcado entre los 42° 25' y 43° 40' de latitud N y entre los 7° 55' y 8° 50' de longitud W. Su límite N es el Océano Atlántico y los demás límites los constituyen contactos tectónicos con otras unidades geológicas.

El área estudiada corresponde al sector occidental de la unidad culminante del Complejo de Ordenes y está incluida dentro de las hojas escala 1:50.000 del I.G.N. N^{os} 44, 69, 21 y 45, siendo Carballo la localidad más importante dentro de la zona considerada. Su límite W es un contacto cabalgante con la unidad ofiolítica de Bazar-Carballo y el N el Océano Atlántico.

Los límites E y S se han situado de una manera convencional, en función de las necesidades del estudio, escogiendo para el primero el contacto de la unidad culminante con la granodiorita de La Coruña y para el segundo las proximidades del contacto S del gabro de Monte Castelo (Figs. 1.2 y 2.1).

1.2 Objetivos

La presente Tesis Doctoral ha sido desarrollada en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, y para ello se contó con la ayuda de una Beca Predoctoral de esta misma universidad. Este trabajo se integra en el marco de un equipo de investigación que lleva más de una década estudiando la estructura, origen y evolución del Complejo de Ordenes. En el transcurso de la investigación el autor de esta memoria ha participado en dos proyectos de investigación financiados por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica (proyectos PB94-1396-CO2 y PB97-0234-CO2). Hay que resaltar que en dicho equipo de investigación colaboran científicos de los Departamentos de Geología de la Universidad de Salamanca y de la Universidad de Oviedo, además de los pertenecientes a la Universidad Complutense, contando la Tesis con un codirector de cada una de estas universidades. En este contexto, se seleccionó como tema de estudio la evolución tectonotermal de un sector de la unidad culminante del Complejo de Ordenes, que es la que ocupa una mayor extensión cartográfica y, sin embargo, es probablemente la unidad sobre la que actualmente existe menos información geológica. La realización de esta Tesis se planteó con dos objetivos fundamentales:

(1) Estudio de la evolución metamórfica de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Esta unidad ocupa la posición estructural más

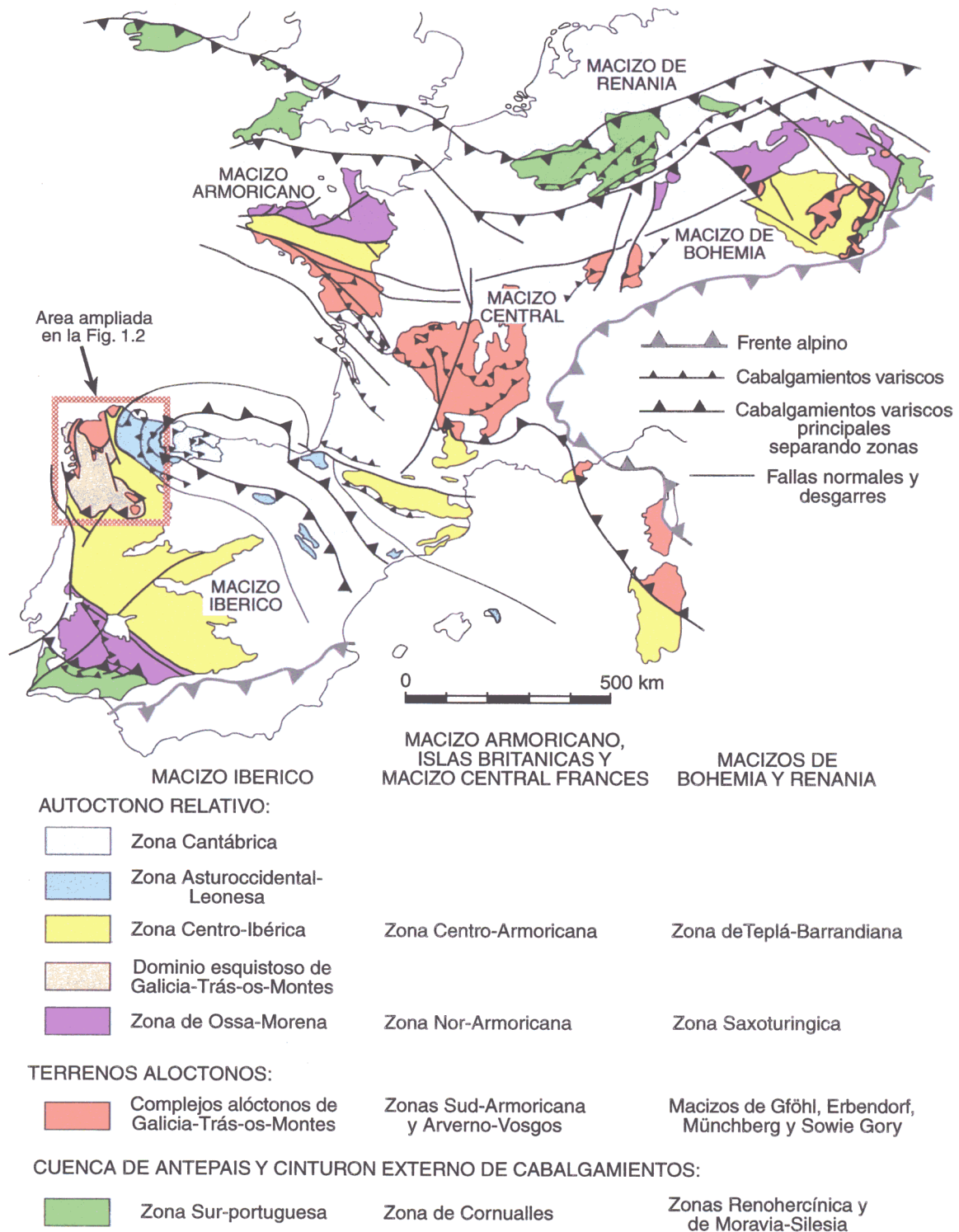


Figura 1.1. Esquema geológico general del Orógeno Varisco en Europa occidental, donde se muestran las distintas zonas del Macizo Ibérico y su correlación con el resto de los macizos variscos. Según Martínez Catalán (1990).

elevada del Orógeno Varisco Ibérico, y el establecimiento en detalle de su evolución tectonotermal es fundamental para mejorar el conocimiento de los primeros episodios del ciclo orogénico. Los objetivos a alcanzar son la caracterización del metamorfismo y del gradiente metamórfico, el establecimiento de posibles isogradas y zonas metamórficas y la obtención de trayectorias P-T a partir de técnicas termobarométricas.

(2) Estudio geocronológico mediante la técnica U-Pb de fábricas tectónicas y de protolitos ígneos. La aplicación de técnicas geocronológicas precisas es una de las herramientas más poderosas para descifrar la evolución de los orógenos, posibilitando el acotamiento en el tiempo de eventos tectonotermales. Se planteó, por tanto, el estudio geocronológico de las rocas metasedimentarias de la Serie de Ordenes y de las rocas ígneas intrusivas en ella, con el objetivo de obtener la edad de las fábricas metamórficas y de los protolitos.

Finalmente, tras la consecución de los objetivos anteriores, se pretende la integración de todos los datos en un modelo de evolución tectonotermal para la unidad culminante del Complejo de Ordenes, y la discusión de sus implicaciones en el marco de las interacciones Gondwana-Laurentia durante el Paleozoico.

La metodología seguida se irá explicando en cada caso a lo largo de esta memoria, y una explicación detallada de los métodos petrológicos y geocronológicos puede encontrarse en los apéndices. Los resultados obtenidos se presentan en la forma de esta memoria, que se ha estructurado en los siguientes capítulos:

Capítulo 1: Capítulo introductorio, en el que se presenta la zona estudiada, su localización

geográfica y geológica y los objetivos generales.

Capítulo 2: Donde se realiza una descripción de las principales características geológicas del Complejo de Ordenes y de las unidades que lo forman.

Capítulo 3: Dedicado a la descripción general de la unidad culminante en la región de Carballo, incluyendo la descripción macro y microscópica de todas las litologías.

Capítulo 4: Dedicado al metamorfismo y evolución termal de la unidad culminante y que incluye los apartados de química mineral y termobarometría.

Capítulo 5: Discusión sobre las trayectorias P-T obtenidas para la unidad culminante.

Capítulo 6: Donde se presentan los resultados geocronológicos.

Capítulo 7: Capítulo de discusión sobre el contexto geodinámico de la unidad culminante.

Capítulo 8: Conclusiones generales.

1.3 Síntesis de la geología del Orógeno Varisco en el NW de la Península Ibérica

El Orógeno Varisco del NW de la Península Ibérica y del Macizo Armórico se continúan a ambas orillas del Golfo de Vizcaya (Figs. 1.1 y 1.2), definiendo una geometría arqueada denominada Arco Ibero-Armórico. El orógeno se formó como consecuencia de la colisión entre Laurentia y Gondwana (Lefort, 1989; Martínez Catalán *et al.*, 1997), y muestra dos dominios principales con pronunciadas diferencias litológicas y estructurales que se resumen en la Fig. 2.10. El dominio inferior es el autóctono relativo y el superior corresponde a los

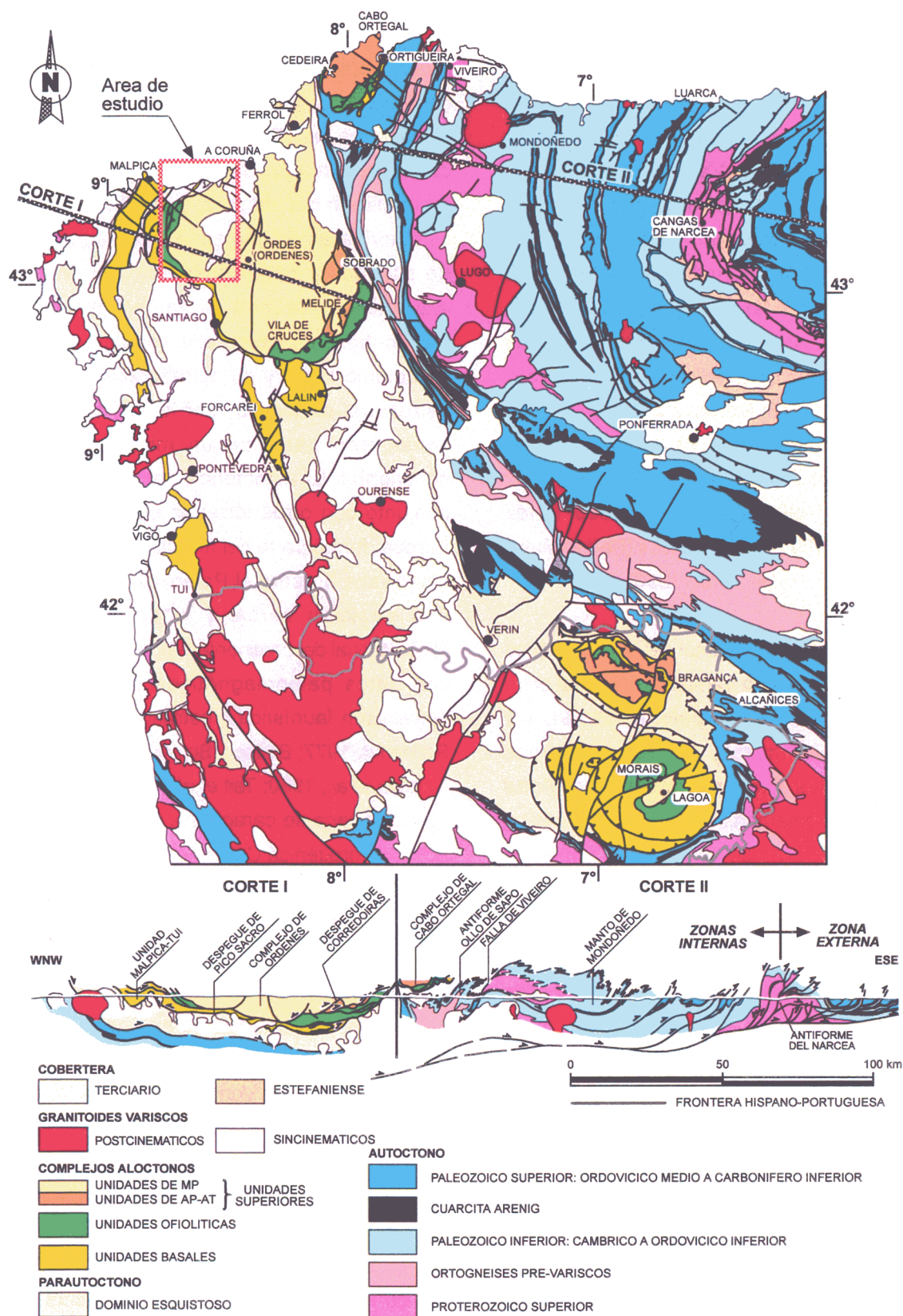


Figura 1.2. Mapa geológico del NW del Macizo Ibérico en el que se encuentran representados los Complejos Aloctonos de Galicia-Trás-os-Montes y las unidades tectonoestratigráficas en que se dividen. Según Martínez Catalán *et al.* (1997).

denominados Complejos Alóctonos, cuyas características principales se describen a continuación.

El Macizo Ibérico es el afloramiento más occidental del Orógeno Varisco Europeo, y sus características geológicas en el sector NW han sido descritas en detalle por numerosos autores, por lo que en este apartado sólo se aporta un breve resumen de las que se han considerado más significativas. Existen trabajos sintéticos que recopilan las características metamórficas (Arenas *et al.*, 1986; Martínez y Rolet, 1988; Gil Ibarguchi y Arenas, 1990), estructurales (Matte, 1986; Martínez Catalán *et al.*, 1990, 1996; Díez Balda *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Pérez Estaún *et al.*, 1991) y magmáticas (Bellido Mulas *et al.*, 1987; Corretgé *et al.*, 1990).

En la parte noroccidental del Macizo Ibérico puede observarse una transición completa entre las zonas externas con deformación frágil y tectónica epidérmica y las zonas internas caracterizadas por una intensa actividad magmática y metamórfica. Tradicionalmente ha venido siendo dividido en distintas zonas, en función de sus características estratigráficas, tectónicas, y petrológicas (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972), que en general, pueden correlacionarse con la zonación interna de otros macizos variscos europeos (Fig. 1.1).

Los Complejos Alóctonos son elementos exóticos que incluyen unidades de origen variable que han sufrido un largo desplazamiento. Se encuentran cabalgando sobre diversas unidades litotectónicas que en conjunto representan un autóctono relativo Ibérico (Ribeiro *et al.*, 1990). En concreto, los Complejos Alóctonos cabalgan sobre un parautóctono conocido como el dominio esquistoso y, en conjunto, definen la denominada Zona de Galicia - Trás-os-Montes (Farias *et al.*, 1987), localizada en la zona axial del orógeno.

El dominio esquistoso de Galicia - Trás-os-Montes, la Zona Centro-Ibérica, la Zona Asturoccidental-Leonesa y la Zona Cantábrica constituyen el autóctono relativo Ibérico en el NW peninsular (Fig. 1.1). Los tres primeros conjuntos corresponden a las zonas internas y de transición del orógeno, y el último tiene las características de una zona externa (cinturón de pliegues y cabalgamientos). El dominio esquistoso cabalga a su vez sobre la Zona Centro-Ibérica, pero no existen diferencias en el metamorfismo y su estratigrafía e historia estructural es similar, por lo que ambos se consideran parte de un mismo conjunto continental. El autóctono relativo Ibérico, en conjunto con otros terrenos equivalentes en Europa, formó parte del margen continental de Gondwana durante el Paleozoico, situado en una posición cercana al actual margen septentrional del continente Africano, de acuerdo con datos paleomagnéticos y criterios de correlación faunística y estratigráfica (Paris y Robardet, 1977; Blaise y Bouyx, 1980; Martínez Catalán *et al.*, 1990; Tait *et al.*, 1997). El margen de Gondwana se caracteriza por registrar una actividad orogénica Cadomiense, el equivalente europeo del orógeno Pan-Africano (Quesada, 1990; Quesada *et al.*, 1991; Oschner, 1993), y por el desarrollo de un proceso de "rifting" continental Cambro-Ordovícico. Este "rifting" estuvo probablemente relacionado con la separación del microcontinente Avalón (en el sentido de Van der Voo, 1979) de Gondwana, y es el origen de la apertura del océano Rheico (Fortey y Cocks, 1988; Prigmore *et al.*, 1997; Mac Niocaill *et al.*, 1997; Martínez Catalán *et al.*, 1997).

En el autóctono pueden distinguirse dos secuencias sedimentarias pre-orogénicas. La inferior es una potente sucesión terrígena de edad Proterozoico Superior, monótona y con facies turbidíticas, comparable al Brioveriense

de Francia (Cogné, 1974; D'Lemos *et al.*, 1990), y está acompañada de un magmatismo félsico datado entre 620-570 Ma (Lancelot *et al.*, 1985; Allegret e Iglesias Ponce de León, 1987). La secuencia superior consiste en una serie que comprende desde el Cámbrico hasta el Devónico, sus facies corresponden mayoritariamente a sedimentos de plataforma continental somera intruidos por rocas volcánicas y granitoides datados entre 490 y 450 Ma (García Casquero *et al.*, 1985; Lancelot *et al.*, 1985; Gebauer, 1993; Valverde Vaquero y Dunning, 1997), que probablemente están relacionados con una actividad extensional (Liñán y Quesada, 1990; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992). En las zonas externas se conservan depósitos sin-orogénicos devónicos y carboníferos que están afectados

por la tectónica de cabalgamientos (Marcos y Pulgar, 1982).

El dominio esquistoso muestra una estructura interna imbricada, y limita con el autóctono por un cabalgamiento basal (Ribeiro, 1974; Farias *et al.*, 1987). Está formado por metasedimentos paleozoicos y ortogneises félsicos que pueden correlacionarse con los del autóctono, del que se diferencia fundamentalmente por un mayor espesor de la secuencia silúrico-devónica. Por su posición tectónica debe corresponder a una parte más distal del margen continental.

La geología de los Complejos Alóctonos se describirá detalladamente en el siguiente capítulo, centrado sobre todo en el Complejo de Ordenes.

Capítulo 2

Geología del Complejo de Ordenes

El Complejo de Ordenes constituye un apilamiento de mantos separados entre sí por cabalgamientos y despegues extensionales. Su geometría actual está en parte controlada por la interacción entre grandes pliegues levantados y sistemas de fallas, ambos posteriores al apilamiento de los mantos y a los principales accidentes extensionales. La estructura general es sinformal y es el resultado del desarrollo de una serie de pliegues de plano axial subvertical y ejes N-S a NE-SW, que probablemente están en relación con grandes fallas de desgarre senestras, entre las que cabe destacar la zona de cizalla de Palas de Rei (Fig. 2.1), situada en el límite oriental del complejo (Martínez Catalán *et al.*, 1996). El cabalgamiento original que emplazó el complejo sobre el parautóctono se encuentra casi siempre afectado por accidentes extensionales o desgarres posteriores, por lo que sólo puede observarse en ciertas zonas del S del complejo, en las unidades de Lalín y Forcarei. El más continuo de los accidentes extensionales con fuerte expresión cartográfica es el despegue de Pico Sacro (Van Zuuren, 1969; Marquínez García, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1996), que constituye los límites NW, W y SE del complejo y puede seguirse a lo largo de unos 140 Km. En ocasiones corta a los granitos aluminicos variscos, y a lo largo de su extensión se pueden observar criterios cinemáticos que indican un movimiento del techo hacia el NW. El despegue de Pico Sacro corta a un sistema de despegues más antiguos que limitan las distintas unidades y que aparecen intensamente plegados por los pliegues levantados de traza axial N-S. Basándose en criterios de superposición y en edades isotópicas obtenidas en las fábricas miloníticas relacionadas con estos despegues (Dallmeyer *et al.*, 1997) se ha propuesto que el funcionamiento de los despegues más antiguos es en parte simultáneo con el emplazamiento de la unidad basal sobre el parautóctono, y anterior al desarrollo de la

primera fase de deformación en dicho dominio. Estas consideraciones llevaron a proponer un modelo de evolución basado en un proceso de extensión sinconvergente seguida de un colapso gravitatorio (Martínez Catalán *et al.*, 1996; Díaz García, 1999b). Esta actividad tectónica es la responsable de que las unidades del complejo aparezcan desmembradas y sean discontinuas. El límite oriental del complejo es la mencionada zona de cizalla de Palas de Rei, cuya actuación fue contemporánea con el emplazamiento de los granitoides del macizo de la Espenuca. El límite noroccidental está doblado por otra zona de cizalla transcurrente dextra, que adelgaza las unidades y también lleva asociada un cierto volumen de granitoides (Fig. 2.1). Ambos cizallamientos parecen relacionarse con los últimos movimientos convergentes del orógeno, el cierre final de arco Ibérico-Armoricano y una tectónica tardía de escape (Martínez Catalán, 1990). El Complejo de Ordenes se encuentra separado de la Unidad de Malpica-Tui y del Complejo de Cabo Ortegal por desgarres y estrechos antiformes, de manera que algunas de sus unidades pueden seguirse en los demás complejos (Fig. 1.2).

La evolución estructural del Complejo de Ordenes puede resumirse de una manera esquemática en los siguientes puntos:

- Apilamiento de grandes mantos de distinto origen, incluyendo láminas de corteza oceánica, y formación de grandes pliegues acostados.
- Emplazamiento sobre el autóctono mediante cabalgamientos y comienzo de la actividad extensional en la parte superior de la cuña orogénica; simultáneamente, la convergencia continúa en la parte inferior.
- Colapso gravitatorio con desarrollo de distintas generaciones de despegues que

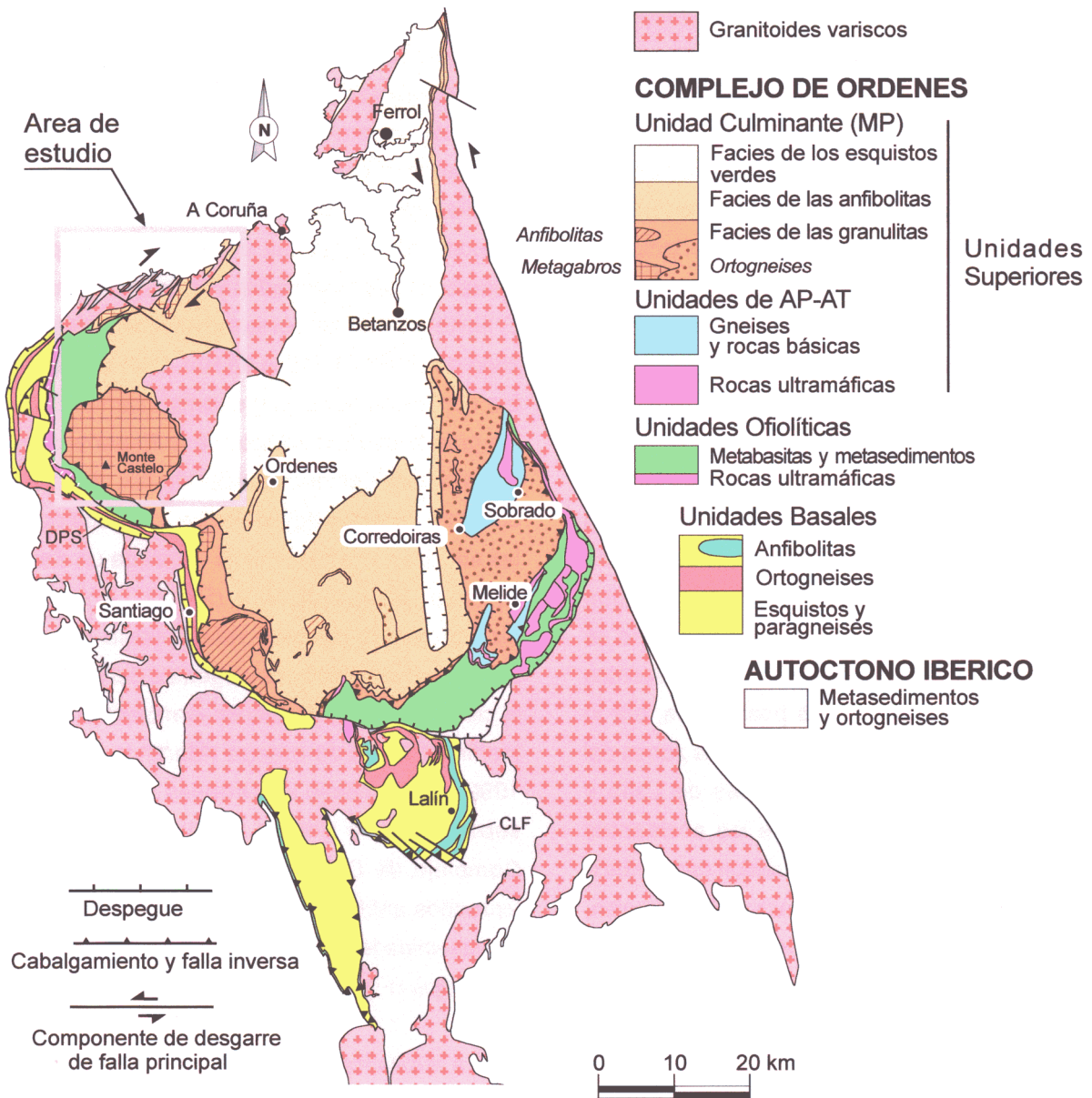


Figura 2.1. Mapa geológico del Complejo de Ordenes, donde pueden apreciarse las distintas unidades que lo componen y las zonas metamórficas de la unidad culminante. CLF, cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DPS, detachment de Pico Sacro. Según Abati *et al.* (1999).

se cortan entre sí y cortan a los cabalgamientos previos.

- Finalmente se producen desgarres y al menos dos generaciones de pliegues de plano axial subvertical que originan figuras de interferencia, principalmente en forma de domos y cubetas.

En el Complejo de Ordenes afloran todas las unidades descritas en los Complejos Alóctonos del NW del Macizo Ibérico, que de muro a techo son: unidades basales, ofiolíticas, de AP-AT y unidades culminantes de MP. A continuación se realiza una descripción de estas unidades y de su significado geodinámico.

2.1 Unidades basales

Ocupan la posición estructural inferior en el Complejo de Ordenes y consisten esencialmente en una sucesión de esquistos y paragneises con intercalaciones de ortogneises (composicionalmente variables desde calcoalcalinos hasta peralcalinos), anfíbolitas y distintos tipos de eclogitas.

No existen ofiolitas entre las unidades basales y el parautóctono, por lo que se considera que éstas también formaban parte del margen continental de Gondwana, aunque su posición justo por debajo de las ofiolitas sugiere que se trata de la parte más distal de dicho margen (Arenas *et al.*, 1986). Su consideración como unidades alóctonas se basa en el importante contraste estructural y metamórfico que existe entre ellas y el parautóctono (Martínez Catalán *et al.*, 1996). En el parautóctono la evolución estructural puede resumirse en la existencia de una foliación de crenulación generalizada (S_2), mientras que las unidades basales presentan una secuencia más larga, que se encuentra bien caracterizada en la unidad de mayor anchura cartográfica, la unidad de Lalín. En esta unidad la foliación milonítica (S_2) está doblada por un pliegue recumbente de tamaño kilométrico, en cuyo flanco inverso se sitúa el cabalgamiento basal de esta unidad sobre el parautóctono. Desde el punto de vista metamórfico, el parautóctono presenta una evolución de presión intermedia y de temperatura moderada a alta, con migmatización frecuente, en contraste con las unidades basales, cuya evolución tectonothermal se caracteriza por el desarrollo de un episodio inicial de alta presión y temperatura baja a moderada (Arenas *et al.*, 1995 y 1997). Las características concretas de este metamorfismo de alta-P se consideran relacionadas con la evolución del complejo de subducción cortical

que afectó al margen más externo de Gondwana al comienzo del ciclo varisco (Martínez Catalán *et al.*, 1996).

Las unidades basales del Complejo de Ordenes reciben nombres locales: la unidad de Santiago, con una forma alargada y que limita por el W el complejo (Martínez Catalán *et al.*, 1984); la unidad de Agualada, una pequeña escama tectónica que cabalga sobre la unidad de Santiago (Díaz García, 1990) y las unidades de Lalín y Forcarei, situadas al S del complejo (Marquín García, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1996).

Dataciones palinológicas en los metasedimentos de la Unidad de Malpica-Tui (equivalente a las unidades basales del Complejo de Ordenes y separada de ellas únicamente por un estrecho antiformal), sugieren una edad Ordovícico Inferior a Medio para la serie sedimentaria (Fombella Blanco, 1984). La mayor parte de los ortogneises se encuentran al N de la unidad de Lalín y en una banda alargada que recorre las unidades de Santiago y Agualada (Fig. 2.1). El espesor actual de los diferentes cuerpos de ortogneises es muy variable, y su origen se considera plutónico, de acuerdo con criterios texturales. La forma marcadamente tabular de algunos cuerpos de ortogneises y la foliación milonítica que presentan indican una intensa deformación y aplastamiento. Las edades isotópicas obtenidas en estos ortogneises son equivalentes a las publicadas para otros sectores de las unidades basales de los complejos, y en conjunto sugieren que los protolitos se emplazaron hace 480-460 Ma (Van Calsteren *et al.*, 1979; García Garzón *et al.*, 1981; Priem *et al.*, 1970; Rb-Sr en roca total; Santos Zalduegui *et al.*, 1995; U-Pb en circones). Las anfíbolitas son relativamente comunes y aparecen en bandas centimétricas a métricas, más abundantes hacia techo, por encima de los

cuerpos principales de ortogneises. Las eclogitas son muy escasas, y en buen estado de conservación sólo se preservan en lentejones centimétricos a métricos incluidos generalmente en los ortogneises de las unidades de Santiago y Agualada (Arenas *et al.*, 1997). Este magmatismo bimodal se considera relacionado, al igual que el magmatismo félsico del autóctono, con un episodio de “rifting” de edad Ordovícica (Van Calsteren y Den Tex, 1978; Gil Ibarguchi y Ortega Gironés, 1985; Pin *et al.*, 1992).

Estructura: La macroestructura de las unidades basales está determinada por la presencia de un gran pliegue recumbente, el pliegue del Carrio (Marquínez García, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1996), cuya zona de charnela aflora al NE de la unidad de Lalín. Es un antiforme de vergencia E con un eje NNW-SSE e inmersión de 10 a 20° NNW. En el sur de Lalín se encuentra el flanco inverso, marcado por una banda con abundantes anfibolitas que parecen dibujar dos pliegues menores muy apretados. El flanco normal continúa hacia el W y N, constituyendo las unidades de Santiago y Agualada (Fig. 2.2), mientras que el inverso lo hace por la unidad de Forcarei. De acuerdo con esta interpretación, todas las unidades basales del Complejo de Ordenes forman parte de una misma unidad alóctona.

La foliación regional en Lalín forma un ángulo de entre 10 y 20° con la estratificación y el bandeado litológico, y transecta los dos flancos del anticlinal del Carrio. Hacia la parte basal de la unidad la foliación gira y se paraleliza al cabalgamiento basal de Lalín-Forcarei (Fig. 2.2). Martínez Catalán *et al.* (1996) sugieren que estas estructuras están relacionadas, originándose los pliegues y la foliación en una amplia zona de cizalla regional que, teniendo en cuenta las relaciones geométricas entre la

foliación y el cabalgamiento, darían un sentido de cizallamiento hacia el E. El cabalgamiento de Lalín-Forcarei separa las unidades basales del parautóctono y es una zona de cizalla con milonitas y ultramilonitas de 40 a 80 m de espesor. El pliegue del Carrio y el cabalgamiento se producirían durante el emplazamiento de las unidades basales sobre el parautóctono con un movimiento de techo hacia el E. Otro importante cabalgamiento es el que pone en contacto las unidades de Santiago y Agualada, que explica el mayor grado metamórfico de esta última. La unidad de Agualada es una lámina imbricada que en su base presenta una estrecha banda discontinua de rocas ultramáficas, lo que sugiere una implicación de una lámina mantélica en el cabalgamiento (Abati, 1995).

Además de las estructuras descritas, existen al menos dos fábricas planares anteriores a la fase de plegamiento recumbente. Una de ellas puede observarse en la zona de charnela del pliegue del Carrio, y consiste en una foliación de grano medio paralela a la estratificación y doblada por el pliegue. En las anfibolitas y ortogneises la superposición de la fábrica anterior por la foliación regional (que transecta a los pliegues recumbentes) produce una lineación paralela a los ejes de los pliegues. Por ello, la lineación NW-SE predominante en Lalín se interpreta consecuentemente como una lineación de intersección. La otra foliación preservada es la fábrica más antigua que puede reconocerse en las unidades basales, y es una esquistosidad de grano fino que únicamente se encuentra como microinclusiones orientadas en el interior de porfidoblastos de albita, crecidos durante el desarrollo de fábricas posteriores. El estudio de las paragénesis de la esquistosidad interna revela que se trata de una estructura generada bajo un gradiente de alta-P, probablemente relacionado con la subducción (Arenas *et al.*, 1995).

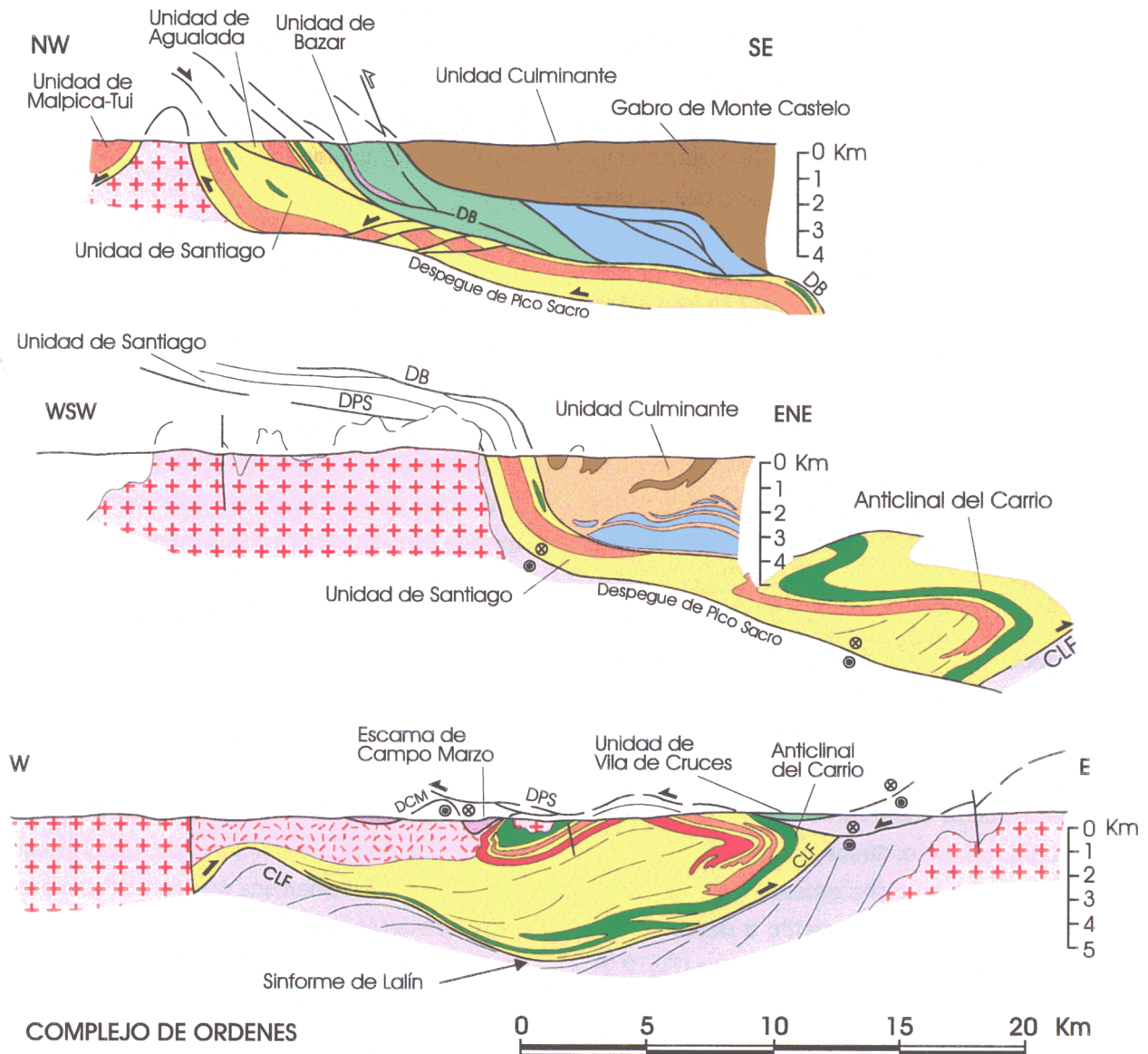


Figura 2.2. Cortes geológicos a través de las unidades basales del Complejo de Ordenes, mostrando las principales estructuras y las relaciones con las demás unidades. CLF, cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DPS, despegue de Pico Sacro; DB, despegue de Bembibre; DCM, despegue de Campo Marzo. Según Martínez Catalán *et al.* (1996).

Las siguientes estructuras que determinan las características de las unidades basales son una serie de despegues extensionales que afectan a todo el apilamiento de mantos. Uno de estos accidentes es el responsable de que la estructura térmica de las unidades basales esté invertida. Este gradiente inverso se aprecia en las unidades de Lalín y Forcarei, que en su parte basal están en la zona de la clorita y hacia techo progresan en una sucesión de zonas que llega a la sillimanita – ortosa. También se aprecia el gradiente inverso en la unidad de Santiago, donde la sucesión de zonas abarca desde la zona de la clorita hasta la zona de la estauroлита (Arenas *et al.*, 1995). El calentamiento progresivo hacia el techo de las unidades basales se produce al situarse por encima de ellas una lámina de rocas ultramáficas de la unidad ofiolítica suprayacente, transportadas por medio de un despegue. Esta lámina puede observarse al NW de la unidad de Lalín, donde el despegue de Campo Marzo sitúa encima de dicha unidad una escama de rocas ultramáficas, llegando a desarrollarse fusión parcial en las zonas cercanas (Fig. 2.2). La mayor parte de la lámina original de rocas ultramáficas no se conserva, ya que ha sido cortada por nuevas generaciones de despegues.

Finalmente, existen también varias generaciones de pliegues tardíos, como los sinformes de Lalín y Forcarei, que son cortados por el despegue de Pico Sacro, y otros posteriores que dan la estructura sinformal al Complejo de Ordenes, y que doblan a este último despegue (Fig. 2.5).

Evolución termal (metamorfismo): En función de su historia térmica podemos considerar las unidades basales divididas en dos grupos: unidades con alta presión (AP) y baja a media temperatura (B-MT), que son las unidades de

Santiago, Lalín y Forcarei, y unidades con AP y media a alta temperatura (M-AT), que en el Complejo de Ordenes están representadas por la unidad de Agualada.

Las unidades de AP y B-MT muestran un episodio inicial de AP que ha sido estudiado en la unidad de Santiago por Rubio Pascual *et al.* (1993a, 1993b y 1993c) y por Arenas *et al.* (1995). La fábrica regional de estas unidades transpone de forma generalizada las fábricas y asociaciones minerales de AP, de modo que las evidencias de este evento quedan reducidas a una fina esquistosidad incluida en porfidoblastos de albita en los esquistos, y a escasas eclogitas variablemente retrogradadas incluidas en ortogneises graníticos. La esquistosidad de AP incluida en albitas está formada por una paragénesis que incluye granate, fengita, clorita, epidota, rutilo y cuarzo, y su estudio termobarométrico indica temperaturas en torno a 500 °C y presiones mínimas de 15-17 Kbar. Las eclogitas contienen una paragénesis primaria con granate ($Alm_{cb} = 62-57 \text{ mol\%}$; $Prp_{cb} = 8-14 \text{ mol\%}$; $Grs_{cb} = 27-26 \text{ mol\%}$), onfacita (máx Jd = 43 mol%), cuarzo, rutilo y zoisita, que supone unas condiciones de T entre 490-512 °C y P mínima de 13 Kbar, que resultan compatibles con las obtenidas en los esquistos (Rubio Pascual *et al.*, en prep.). La trayectoria P-T posterior sugiere una fuerte descompresión (de 15 a 7 Kbar) ligeramente progradada (Fig. 2.3, trayectoria E). Tanto los esquistos como las anfibolitas presentan evidencias del desarrollo de un gradiente térmico inverso ligado a la descompresión, que en los primeros se manifiesta por una secuencia de zonas que incluye, de muro a techo, las zonas de la clorita, biotita, granate y estauroлита. La zonalidad inversa en las anfibolitas muestra hornblenda tschermaquítica, albita-oligoclasa y clorita a muro y Fe-tschermaquita, labradorita y granate a techo (Rubio Pascual *et al.*, en prep.).

En la unidad de Lalín la situación es similar, salvo que el metamorfismo post-AP es de M-AT y dificulta más la preservación de asociaciones minerales ligadas al episodio de AP (Fig. 2.3, trayectoria D). La ausencia de eclogitas sugiere condiciones de presión menos extremas que en la unidad de Santiago.

En la unidad de Forcarei también se reconoce el episodio de AP en fábricas incluidas en albitas. Además, en metabasitas en facies de los esquistos verdes, existen agregados policristalinos romboidales de epidota-clinzoisita que son interpretados como pseudomorfos de lawsonita (Martínez Catalán *et al.*, 1996). Las asociaciones minerales indican que el episodio de AP es aquí de menor P y T que en las unidades de Santiago y Lalín (Fig. 2.3, trayectorias A, B y C), y son equivalentes a la zona de la clorita o transicionales a clorita-granate del cinturón de Sambagawa (Banno y

Sakai, 1989). Así pues, parece existir un gradiente de P en el evento metamórfico inicial de AP de las unidades basales, que aumenta hacia el W (teniendo en cuenta el anticlinal del Carrio y considerando que las unidades basales tenían una forma más o menos tabular inicialmente), alcanzando las mayores presiones en la Unidad de Malpica-Tui. Esta unidad contiene en su parte N asociaciones minerales de AP ampliamente desarrolladas, que incluyen eclogitas con glaucofana (Van der Wegen, 1978; Gil Ibarguchi y Ortega Gironés, 1985) y ortogneises con jadeita (Gil Ibarguchi, 1995).

Las unidades de AP y M-AT están representadas en el Complejo de Ordenes por la unidad de Agualada, que está formada por paragneises migmatíticos, anfibolitas, ortogneises graníticos y eclogitas variablemente retrogradadas. El estudio de unas eclogitas bien preservadas ha permitido la obtención de una

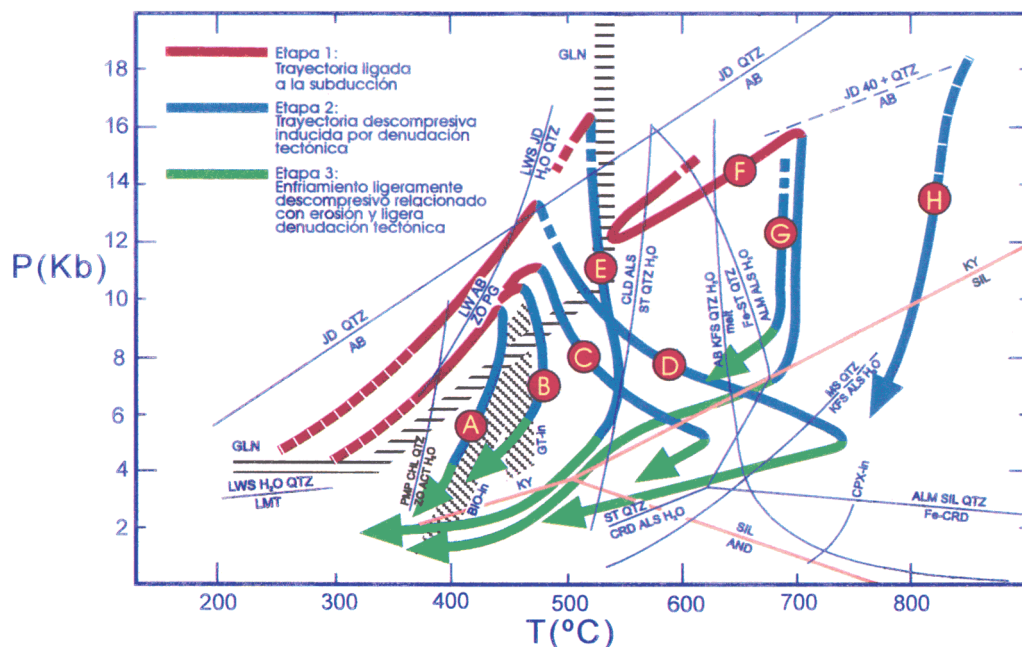


Figura 2.3. Trayectorias P-T seguidas por las unidades basales del Complejo de Ordenes. Las trayectorias A, B y C corresponden a la Unidad de Forcarei: A, parte basal; B, zona del granate; C, zona de la sillimanita en el techo de la unidad. D, zona de la sillimanita-feldespato potásico en la parte superior de Lalín; E, zona de la estauroлита en la Unidad de Santiago; F, Agualada. También se muestra la trayectoria seguida por las eclogitas de la unidad basal en el Complejo de Cabo Ortegal (trayectoria G; proximidades de Ortigueira), y la trayectoria inferida para la cuña mantélica situada sobre la zona de subducción (H). Según Martínez Catalán *et al.* (1996).

compleja trayectoria P-T sin-eclogítica (Abati, 1995; Arenas *et al.*, 1997; Abati *et al.*, 1997). La paragénesis eclogítica contiene granate (zona externa: Alm = 48 mol% - Prp = 30 mol%), onfacita (máx Jd = 36 mol%), cuarzo, rutilo y zoisita, habiéndose equilibrado a 720 °C y P mínima de 15 Kbar. El granate muestra un zonado discontinuo de crecimiento, caracterizado por una zona central relativamente enriquecida en pirope (Alm = 46 mol% - Prp = 16 mol%) respecto a una zona intermedia con valores mínimos (Alm = 51 mol% - Prp = 10 mol%). En las zonas centrales se conservan inclusiones de una primera generación de onfacita (máx. Jd = 40 mol%). Estas composiciones definen una trayectoria P-T caracterizada por : (1) metamorfismo eclogítico (T = 585 °C, P>12-13 Kbar), seguido por (2) enfriamiento acompañado de ligera descompresión (T = 500 °C, P>11-12 Kbar), y (3) incremento final en P y T (Fig. 2.3, trayectoria F) hasta desarrollar la paragénesis constituida por el borde del granate y la onfacita de la matriz (T = 720 °C, P>14-15 Kbar). Esta trayectoria se interpreta como el resultado de una subducción inicial y un posterior cabalgamiento de la unidad de Agualada sobre la unidad de Santiago, lo que daría lugar al primer enfriamiento observado, de acuerdo con los modelos térmicos de Davy y Gillet (1986). La progradación posterior sería debida a que dicho cabalgamiento situaría a la unidad de Agualada directamente en contacto con la cuña mantélica suprayacente (Fig. 2.4). La evolución tectonotermal concluye con una fuerte descompresión más o menos isotérmica.

La edad del episodio metamórfico de AP se considera eo-varisca, situada alrededor de unos 370 Ma, de acuerdo con dataciones Rb-Sr y K-Ar obtenidas en diversas litologías de la Unidad de Malpica-Tui. Van Calsteren *et al.* (1979) proporcionan varias edades obtenidas en micas blancas post-eclogíticas del afloramiento de

eclogitas de La Pioza, que varían en un rango comprendido entre 324 y 370 Ma. Estas edades fueron obtenidas mediante el método Rb-Sr en fengitas (362-370 Ma, edades recalculadas según las constantes recomendadas por la IUGS; Steiger y Jäger, 1977), y mediante el método K-Ar en paragonitas y fengitas (324-358 Ma). Sin embargo, es probable que las edades anteriores no sean del todo fiables, puesto que las edades Rb-Sr corresponden a edades modelo que dependen de una relación isotópica inicial asumida, y las edades K-Ar muestran una gran dispersión. Santos Zalduegui *et al.* (1995) acotan mejor el episodio de AP realizando la datación Rb-Sr de una metagranodiorita y de un esquisto eclogítico, obteniendo datos que básicamente coinciden con las edades Rb-Sr anteriores. Para la metagranodiorita obtienen una isócrona roca total-plagioclasa-biotita de 352 Ma y para el esquisto eclogítico una edad Rb-Sr definida por el par granate-fengita de 365 Ma. La primera edad debe corresponder a un enfriamiento por debajo de unos 320 °C (cierre del sistema Rb-Sr en la biotita), mientras que la segunda probablemente está más cerca del pico térmico. En cualquier caso, ambas sugieren un enfriamiento importante posterior a los 360 Ma, que seguiría inmediatamente al metamorfismo de AP.

Significado geodinámico: En conjunto, las unidades basales del Complejo de Ordenes (y las del resto de los Complejos Alóctonos) pueden interpretarse como una parte distal del margen continental de Gondwana, subducida al inicio del ciclo varisco por debajo de una pila orogénica previamente ensamblada, formada por las unidades ofiolíticas y superiores de los Complejos Alóctonos (Martínez Catalán *et al.*, 1996 y 1997). Esta subducción debió tener una polaridad hacia el W (coordenadas actuales), de acuerdo con el gradiente de presión registrado en las unidades basales y con el sentido de cizalla deducido

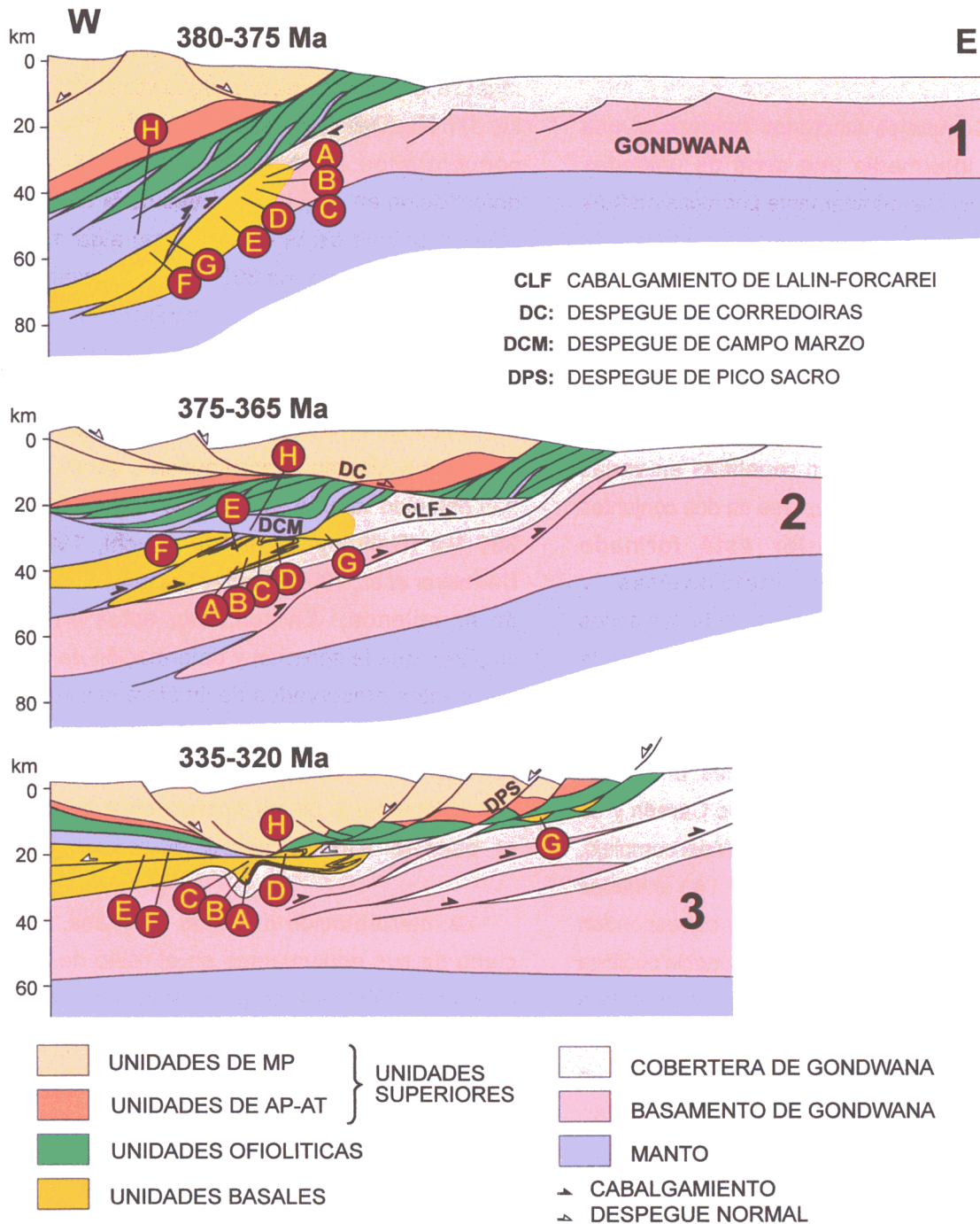


Figura 2.4. Esquema evolutivo mostrando los principales episodios tectonometamórficos que pueden deducirse para las unidades basales del Complejo de Ordenes. (1) Subducción. (2) Exhumación rápida por acción combinada de cabalgamientos y denudación, principalmente tectónica. (3) Etapas tardías de plegamiento con planos axiales subverticales y despegues extensionales tardíos, contemporáneos con el acortamiento orogénico en las partes externas de la cuña. Las letras A a H corresponden a las trayectorias P-T mostradas en la Fig. 2.3. Escala vertical y horizontal similar. Según Martínez Catalán *et al.* (1999).

para los cabalgamientos; además, este sentido es compatible con la vergencia general hacia el E en este sector del orógeno. La subducción fue seguida por el desarrollo de pliegues tumbados a escala regional y cabalgamientos, que produjeron

la exhumación de las unidades basales. El colapso gravitatorio de la cuña orogénica comenzó en su parte superior, cuando la convergencia continuaba en la parte inferior, alternándose periodos compresivos y extensionales.

2.2 Unidades ofiolíticas

Los Complejos Alóctonos incluyen en una posición intermedia una serie de unidades compuestas mayoritariamente por rocas máficas y ultramáficas, que representan fragmentos de litosfera oceánica incorporados a la cuña orogénica durante los primeros eventos acrecionales (Arenas *et al.*, 1986; Martínez Catalán *et al.*, 1997; Díaz García *et al.*, 1999a). En el Complejo de Ordenes afloran de una forma discontinua, y aparecen repetidas en varias láminas que pueden agruparse en dos conjuntos principales. El inferior está formado esencialmente por metabasitas y metasedimentos milonitizados en facies de los esquistos verdes, que definen la denominada unidad de Vila de Cruces, situada al S y SE del Complejo de Ordenes. El superior, en el que predominan las rocas ultramáficas, anfibolitas y gabros, incluye las unidades de Careón y de Bazar-Carballo, situadas al SE y W del complejo, respectivamente (Figs. 2.1 y 2.5). Las unidades situadas en una posición superior corresponden a los niveles inferiores de una secuencia ofiolítica incompleta, mientras que la unidad situada a muro parece representar las partes más superficiales. Hipótesis iniciales sugerían un origen para las rocas ultramáficas de Bazar-Carballo como rocas ígneas intrusivas en un terreno granulítico, e incluso se describe la presencia de cumulos ígneos (Warnaars, 1967), pero probablemente tienen un origen ofiolítico (Martínez Catalán *et al.*, 1984; Arenas *et al.*, 1986; Díaz García, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1999).

La generación de la corteza oceánica que representan las unidades ofiolíticas se produjo al menos hasta el Devónico Inferior, de acuerdo con la edad de 395 ± 2 Ma obtenida en un leucogabro de la unidad de Careón (Dunning *et al.*, 1997; Díaz García *et al.*, 1999a; U-Pb en

circones). La foliación anfibolítica progradada que muestra la unidad de Careón se desarrolló hacia los 377 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda), siendo la deformación en esquistos verdes de la unidad inferior (unidad de Vila de Cruces) algo más joven, alrededor de los 367 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de moscovita). Las anteriores edades de deformación son ligeramente más jóvenes que las obtenidas en unidades equivalentes de los Complejos Alóctonos portugueses, donde se han obtenido valores comprendidos entre 390-380 Ma (Dallmeyer y Gil Ibarguchi, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1991; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda). En conjunto, estos datos sugieren que la acreción y deformación de los fragmentos preservados de litosfera oceánica se produjo inmediatamente después de su generación. Es decir, estas ofiolitas representan probablemente la última litosfera generada en el océano Rheico antes de su cierre.

La interpretación de estas unidades, así como de sus equivalentes en el resto de los Complejos Alóctonos, como ofiolitas se basa en sus características petrológicas, geoquímicas y estructurales, que se resumen a continuación.

2.2.1 Unidad de Vila de Cruces

Esta unidad (Fig. 2.5) contiene el conjunto litológico más variado dentro de las ofiolitas del Complejo de Ordenes, e incluye esquistos verdes, anfibolitas, rocas ultramáficas serpentizadas, rocas ígneas félsicas y metasedimentos. Los esquistos verdes y anfibolitas han sido considerados como derivados de rocas volcánicas máficas o volcano-sedimentarias, de acuerdo con su composición (Klein, 1982) y basándose en criterios texturales (Dívar Rodríguez e Iglesias Ponce de León, 1982). Los pocos análisis químicos disponibles

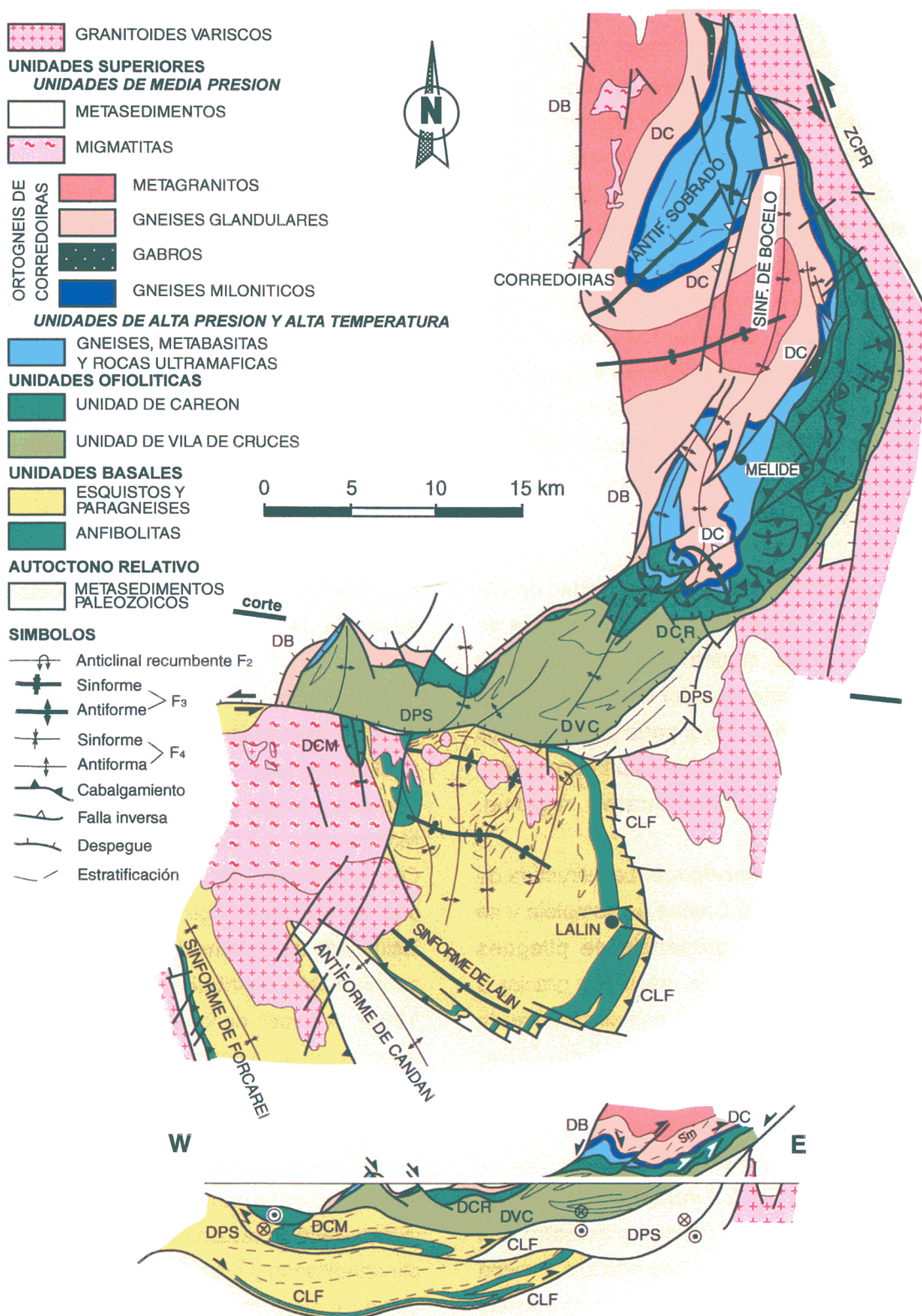


Figura 2.5. Mapa geológico del sector SE del Complejo de Ordenes, incluyendo las unidades ofiolíticas de Careón y de Vila de Cruces. CLF, cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DC, despegue de Corredoiras; DB, despegue de Boimorto; DCR, despegue de Careón; DCM, despegue de Campo Marzo; DPS, Despegue de Pico Sacro; DVC, despegue de Vila de Cruces; ZCPR, zona de cizalla de Palas de Rei; Sm, foliación milonítica. Según Díaz García *et al.* (1999a).

indican que proceden de toleitas olivínicas (Martínez Catalán *et al.*, 1984). Intercaladas entre los esquistos verdes aparecen rocas félsicas que corresponden a ortogneises y a otras litologías que han sido interpretadas como metaplagiogranitos con una deformación muy intensa, casi siempre milonítica. Las rocas ultramáficas son escasas, aparecen más frecuentemente en delgados niveles en las partes altas y medias de la unidad, están muy serpentinizadas y generalmente se asocian a zonas de cizalla. Los metasedimentos son esquistos micáceos, más frecuentes hacia techo de la unidad y normalmente con porfidoblastos de albita y granate.

La asociación litológica de la unidad de Vila de Cruces, y especialmente la presencia de metasedimentos, sugiere que probablemente representa la parte superior de una secuencia ofiolítica, aunque la mayor parte de las texturas y relaciones entre litologías están oscurecidas por la deformación penetrativa regional.

Estructura y metamorfismo: La estructura de la unidad de Vila de Cruces es compleja y se caracteriza por la presencia de pliegues recumbentes, puestos de manifiesto gracias a la presencia de capas de esquistos ricos en cuarzo que actúan como capas guía (Dívar Rodríguez e Iglesias Ponce de León, 1982). La geometría de estos pliegues es complicada y probablemente representa más de una fase de plegamiento. La Fig. 2.5 incluye una sección de la unidad de Vila de Cruces y muestra sus relaciones con las unidades adyacentes. Pueden observarse los pliegues recumbentes y los límites con el parautóctono, la unidad de Lalín y la unidad de Careón, que corresponden a despegues extensionales que cortan a la unidad de Vila de Cruces a muro y a techo. La fábrica tectónica principal presente en la unidad de Vila de Cruces es una deformación de carácter

generalmente milonítico, aunque en ciertos sectores se conservan paragénesis mesozonales relictas que indican un metamorfismo previo en la facies de las anfibolitas.

La evolución tectonotermal de la unidad ofiolítica de Vila de Cruces no es conocida con tanto detalle como la de otras unidades del Complejo de Ordenes, y en la actualidad está siendo investigada por parte del equipo donde se integra esta Tesis. Como característica más relevante cabe destacar la identificación de un metamorfismo inicial con un gradiente de alta presión. Dicho gradiente puede deducirse a partir de los esquistos albiticos (metapelitas), donde se observan asociaciones minerales que contienen granate, mica blanca y clorita en ausencia de biotita (Martínez Catalán *et al.*, 1999).

Una secuencia ofiolítica probablemente equivalente a la unidad de Vila de Cruces se encuentra mejor preservada en la unidad de Moeche (Fig. 1.2), al E del Complejo de Cabo Ortegal (Arenas, 1988). Esta unidad presenta una asociación litológica típica de una ofiolita, incluyendo un metamorfismo de fondo oceánico ampliamente distribuido (Arenas y Peinado, 1984). A pesar de que esta ofiolita es muy discontinua y está desmembrada, puede hacerse una reconstrucción que abarcaría varios niveles de una ofiolita (Arenas *et al.*, 1986), que de arriba hacia abajo son: 1- nivel con sedimentos y rocas volcánicas submarinas, formado por metabasaltos, metaandesitas basálticas, lavas almohadilladas y hialoclastitas; 2- complejo de diques y otras rocas intrusivas, formado por metadiabasas, metagabros y metaplagiogranitos; y 3- rocas ultramáficas altamente serpentinizadas y pequeños cuerpos de dunitas y piroxenitas (Fig. 2.6). La mineralogía de las rocas ígneas preservadas de la deformación está casi siempre completamente sustituida por paragénesis

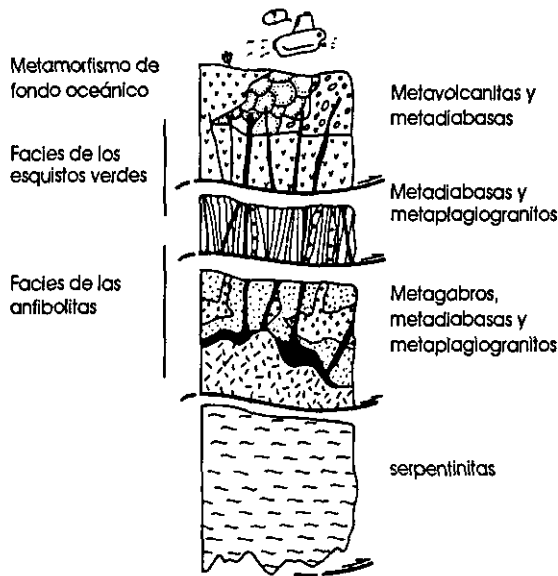


Figura 2.6. Reconstrucción esquemática de la unidad ofiolítica inferior de Cabo Ortegal. Según Arenas (1988).

hidrotermales, pero conservando intacta la textura ígnea. Estas paragénesis son de bajo grado en las metavolcanitas y de grado medio en los metagabros, apuntando todo ello a una génesis submarina. La geoquímica de esta unidad apoya esta conclusión, al corresponder las rocas basálticas y gabros al tipo MORB y las rocas félsicas a plagiogranitos de fondo oceánico (Arenas, 1988).

Dallmeyer *et al.* (1997) obtienen una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (roca total) en un esquistos de la unidad de Moeche de 365 Ma, que interpretan como la edad de la milonitización en facies de los esquistos verdes, y es igual a la edad obtenida en un esquistos verde de la unidad de Vila de Cruces (367 Ma; Dallmeyer *et al.*, 1997), lo que también apoya la idea de que son unidades equivalentes.

2.2.2 Unidades de Careón y Bazar-Carballo

Estas unidades están formadas casi exclusivamente por rocas ultramáficas, anfibolitas y distintos tipos de gabros y

metagabros. Se presentan en dos bandas situadas al SE (unidad de Careón) y al NW del Complejo de Ordenes (unidad de Bazar-Carballo, ver Figs. 2.1, 2.6 y 2.7). Tienen una estructura interna imbricada, formada por varias láminas marcadas por la repetición de escamas ofiolíticas y separadas entre sí por zonas de cizalla dúctiles. Las rocas ultramáficas están muy serpentizadas en ambas unidades, aunque pueden encontrarse frecuentes relictos de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. En la unidad de Bazar-Carballo los tipos litológicos que pueden hallarse, cuando la serpentización no es demasiado alta, son mayoritariamente wehrlitas y piroxenitas (sobre todo websteritas y clinopiroxenitas) y en menor proporción lherzolitas. Por el contrario, en la unidad de Careón abundan más las harzburgitas, con pequeños niveles de dunitas asociados.

Las rocas metagabroicas están variablemente transformadas en anfibolitas y anfibolitas con textura flaser. Cuando puede reconocerse la textura gabroica resultan ser gabros de grano medio a grueso con numerosas bolsadas y diques de aspecto pegmatoide. La mineralogía original se conserva muy raramente, y está formada por clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol e ilmenita. En la unidad de Careón son muy abundantes los diques diabásicos, al contrario que en Bazar-Carballo. Estos exhiben generalmente una intensa alteración hidrotermal en facies de los esquistos verdes, con reemplazamiento de la mineralogía original por anfíboles incoloros y epidota. En la parte superior de la unidad de Bazar-Carballo se encuentran pequeños cuerpos ígneos félsicos formados por cuarzo, albita, hornblenda, clinozoisita e ilmenita, que podrían considerarse plagiogranitos. No se han encontrado gabros bandeados ni nódulos de cromita.

Estas asociaciones litológicas y su disposición sugieren que ambas unidades

representan la parte basal de una secuencia ofiolítica, caracterizada por una sección mantélica compuesta inicialmente por harzburgitas, wehrlitas y piroxenitas, y una sección crustal inferior en la que dominan gabros de grano grueso y diques pegmatoides y diabásicos formando una compleja red intrusiva (Díaz García, 1990; Díaz García *et al.*, 1999a).

Estructura y metamorfismo: Las estructuras más tempranas que se observan en estas unidades son las que producen una repetición de la secuencia ofiolítica original, superponiendo rocas ultramáficas sobre rocas gabróicas. Estos cabalgamientos internos están afectados por dos sistemas de pliegues y por despegues tardíos, indicando su origen temprano. La estructura de la unidad de Careón ha sido estudiada recientemente por Díaz García *et al.* (1999a). Dichos autores describen la estructura de esta unidad como formada por tres láminas imbricadas, superpuestas mediante zonas de cizalla más o menos paralelas a la superficie del paleo-Moho, y con una geometría de rampas, rellanos y dúplex (Fig. 2.7). Los indicadores cinemáticos en las zonas de cizalla asociadas a los cabalgamientos muestran direcciones de emplazamiento de techo hacia el E, seguido por un movimiento de techo al N definido por la presencia de bandas de cizalla, que producen retrogradación a facies de los esquistos verdes. La lámina inferior está formada por una banda basal fina y discontinua de serpentinitas, seguida de unos 400 m de anfíbolitas de origen gabróico. La lámina intermedia muestra una secuencia compuesta por 500 m de rocas ultramáficas (harzburgitas) y 600 m de rocas metagabróicas. La transición entre harzburgitas y gabros es rápida y se produce a lo largo de una superficie inclinada al W unos 45°, sin una deformación significativa y prácticamente paralela a las superficies de referencia principales (foliación, cabalgamientos y bandeados). La lámina

superior consiste en varios niveles de rocas ultramáficas imbricadas tectónicamente, acompañadas de anfíbolitas muy cizalladas y metagabros. El desarrollo de la foliación en las rocas ultramáficas de la base de cada lámina se aprecia bien en la lámina situada en posición intermedia, y presenta un buzamiento hacia el W más inclinado que el bandeo composicional harzburgita-dunita. La foliación está definida por la orientación dimensional de olivino y ortopiroxeno. En los 40 m basales de rocas ultramáficas la deformación se acentúa, y estas se transforman en serpentinitas miloníticas con amplio desarrollo de estructuras S-C y planos C' asociados. La sección gabróica de estas láminas está en general menos deformada que las partes basales de las rocas ultramáficas, y constituye una secuencia plutónica consistente en una red compleja formada por intrusiones múltiples a pequeña escala de gabros, wehrlitas, términos transicionales y diques diabásicos y pegmatoides, dando la impresión general de ser el producto de diferentes eventos magmáticos superpuestos, más que el resultado de una cristalización fraccionada en una gran cámara magmática.

La falta de discontinuidad entre las rocas ultramáficas y la sección gabróica, además de las relaciones plutónicas mencionadas, son los elementos principales que llevan a pensar que se trata de una sección de la zona de transición manto superior - corteza oceánica, repetida en sucesivas imbricaciones tectónicas que llevan asociadas zonas de cizalla dúctil.

La unidad de Bazar-Carballo también presenta al menos dos láminas separadas por un cabalgamiento, una inferior muy delgada formada por anfíbolitas, y otra superior formada por una banda de rocas ultramáficas en su base y un potente paquete de anfíbolitas y metagabros por encima (Fig. 2.8). Las relaciones

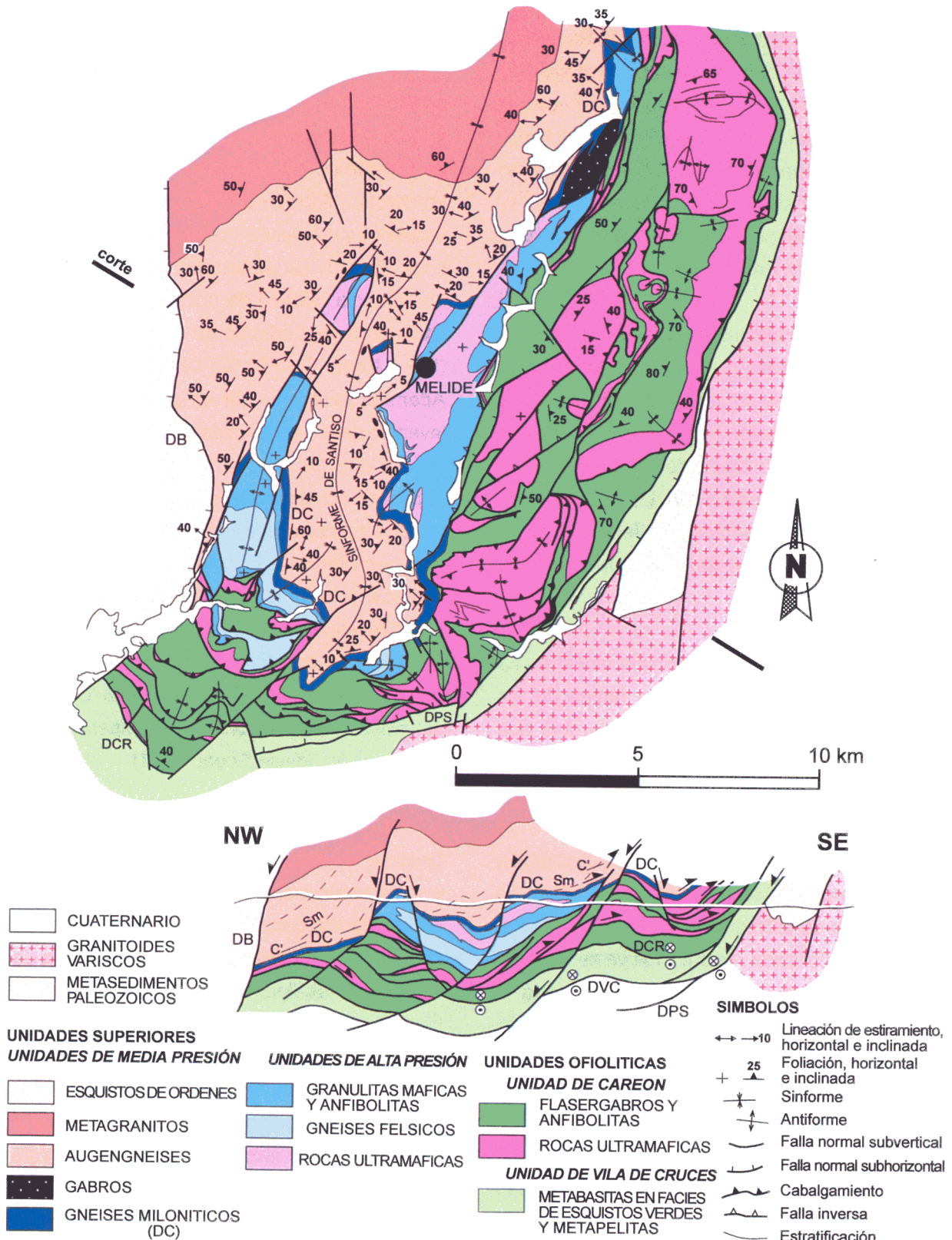


Figura 2.7. Mapa y sección geológica del sector SE del Complejo de Ordenes, en el que se incluye la unidad de Careón. DC, despegue de Corredoiras; DB, despegue de Boimorto; DCR, despegue de Careón; DVC, despegue de Vila de Cruces; DPS, despegue de Pico Sacro; Sm, foliación milonítica. Según Díaz García *et al.* (1999a).

estructurales entre las rocas ultramáficas y las anfibolitas son similares a las descritas para la unidad de Careón, excepto que la presencia de diques diabásicos es muy reducida. La sección gabróica consiste en anfibolitas con una fuerte foliación inclinada hacia el E y una lineación aproximadamente N-S. El desarrollo de la foliación en esta unidad es más penetrativo que en la unidad de Careón.

Las condiciones metamórficas son distintas en las dos unidades, caracterizándose la unidad de Bazar-Carballo por un metamorfismo de alta temperatura y presión media a baja, y la unidad de Careón por un metamorfismo de temperatura media y presión media a alta. Estas variaciones son posiblemente debidas a diferencias en su posición en la cuña orogénica durante el proceso acrecionario.

La unidad de Bazar-Carballo muestra una intensa foliación regional en facies de las anfibolitas, donde crecen hornblendas con núcleos generalmente castaños y bordes verdes. Entre las anfibolitas se encuentran numerosos lentejones básicos preservados de la deformación, que muestran una asociación mineral propia de la facies de las granulitas. La existencia de un metamorfismo de alto grado, previo a la foliación regional, fue ya descrito por Warnaars (1967). Dicho autor interpreta el metamorfismo de alto grado como originado bien por una recrystalización producida durante episodios finales de enfriamiento del cuerpo gabróico inicial, o bien como consecuencia de un aumento del gradiente P/T debido a un metamorfismo regional. Sin embargo, la primera hipótesis no es probable, puesto que estas granulitas presentan olivino ígneo relicto (Díaz García, 1990), lo que implica cristalización a presión baja a moderada, y coronas de granate posteriores que sugieren recrystalización a presión intermedia. Esto indica, por tanto,

enterramiento y no enfriamiento. Las granulitas están formadas por granate, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, hornblenda marrón ocasional, ilmenita y hercinita y presentan una textura granoblástica poligonal. El crecimiento de granate es muy incipiente, desarrollándose en coronas finas (~ 0.2 mm) alrededor de los piroxenos y la ilmenita y con aspecto framboidal. Este hecho, la ausencia de cuarzo y la abundancia relativa de ortopiroxeno apuntan hacia un metamorfismo de presión moderada ($P \sim 6$ Kbar; $T \sim 700$ °C; Díaz García, 1990). Además, parece existir un gradiente térmico invertido dentro de la unidad de Bazar-Carballo, puesto que en la zona basal se encuentran anfibolitas con anfíboles incoloros a verde claro, que son reemplazados hacia techo por anfibolitas con hornblendas de colores cada vez más oscuros, con contenidos elevados en Ti. Esta variación en las características de las anfibolitas apunta a un aumento de temperatura hacia techo de la unidad (el contenido en Ti de los anfíboles es proporcional a su temperatura de cristalización; véase Spear, 1981).

En la unidad de Careón también se ha descrito un gradiente metamórfico inverso y sincinemático con el desarrollo de la foliación. En la parte superior de algunas de las escamas, inmediatamente bajo las rocas ultramáficas de la escama cabalgante situada por encima, se han encontrado niveles de anfibolitas localmente ricas en corindón, que hacia abajo se transforman gradualmente en anfibolitas epidóticas con granate (Díaz García *et al.*, 1999a). Parece que el espesor de la lámina con los minerales de mayor grado está directamente relacionado con el espesor de las láminas ultramáficas alóctonas suprayacentes, considerándose entonces la evolución termal descrita como relacionada con el desarrollo de suelas metamórficas. Las condiciones $P-T$ calculadas en estas suelas metamórficas son de $T \sim 650$ °C y $P \sim 11.5$ Kbar

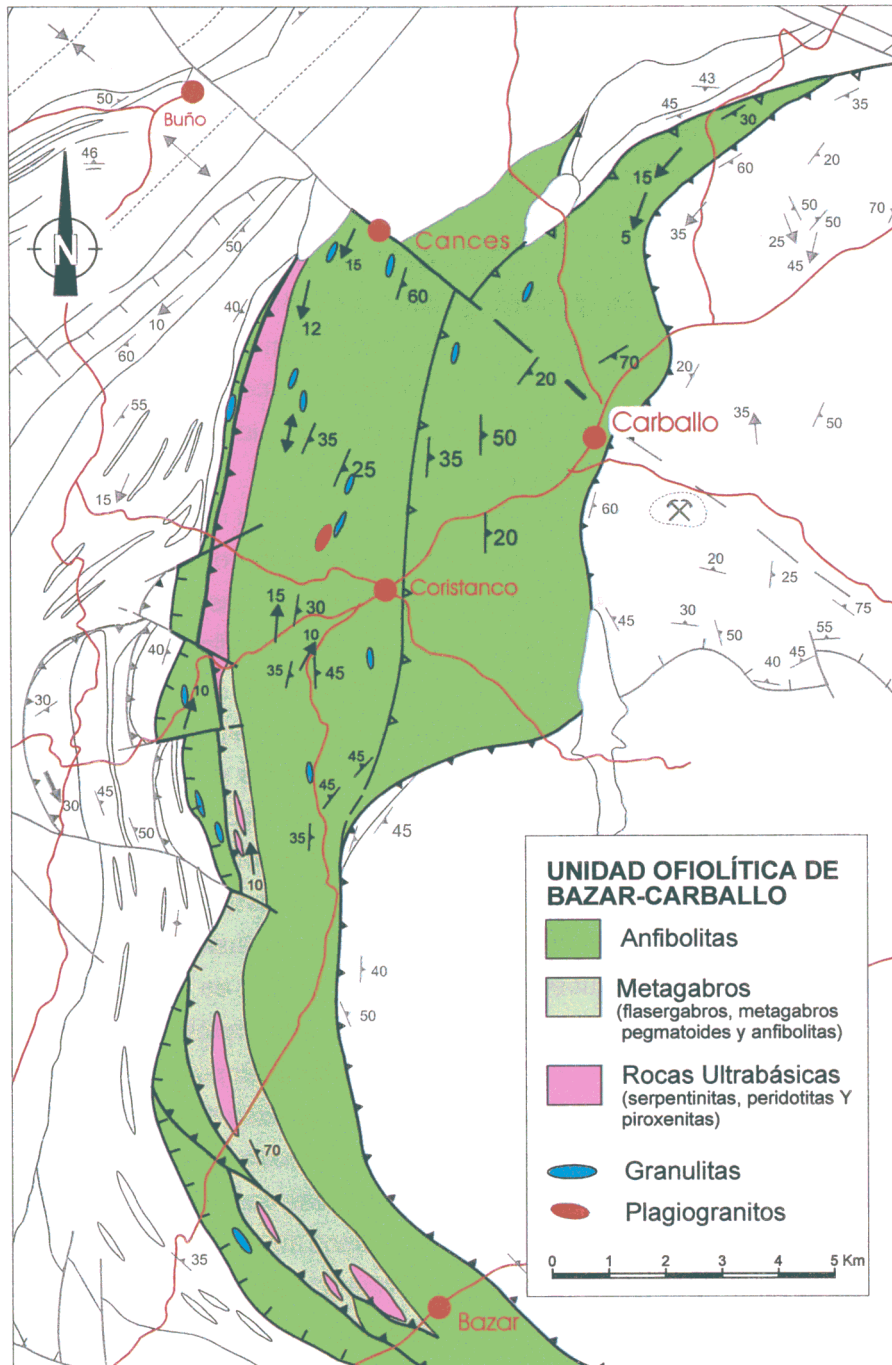


Figura 2.8. Mapa geológico de la unidad Bazar-Carballo.

(Díaz García *et al.*, 1999a), lo que apunta a su origen como imbricaciones profundas dentro de un contexto subductivo.

En la ofiolita de la Sierra de Careón, la abundancia de gabros pegmatíticos y diques diabásicos en la sección basal, junto con la

ausencia de gabros bandeados y nódulos de cromita, han sido interpretados por Díaz García *et al.* (1999a) como indicativos de la equivalencia de esta ofiolita con una de tipo lherzolítico de Nicolas (1989), que se interpretan como generadas en dorsales de velocidad lenta.

2.3 Unidades superiores

Las unidades situadas por encima de las ofiolitas pueden subdividirse en dos conjuntos principales, denominados unidades de alta presión y alta temperatura (AP-AT) y unidades de media presión (MP).

2.3.1 Unidades de alta presión y alta temperatura (unidades AP-AT)

En el Complejo de Ordenes corresponden a las denominadas unidades de Sobrado y Melide, situadas al E y SE del complejo, respectivamente (Fig. 2.5). Ambas unidades se sitúan tectónicamente por encima de la unidad ofiolítica, y están afectadas por la cizalla basal del ortogneis de Corredoiras, perteneciente a la unidad de MP. Afloran en su mayor parte en el núcleo de antiformes tardíos de plano axial subvertical. Existen dos familias de este tipo de pliegues, unos con ejes de dirección NW-SE y otros, algo más jóvenes, con ejes de orientación variable entre N-S y NE-SW, cuya interacción produce una estructura en domos y cubetas, como puede apreciarse por ejemplo al N de Melide (Fig. 2.5). En nuestro área de estudio, entre la unidad ofiolítica de Bazar-Carballo y el gabro de Monte Castelo, perteneciente ya a la unidad culminante, no se reconocen unidades de AP-AT, o bien su presencia se restringe a una delgada banda cuyas características se describirán más adelante.

Las unidades de AP-AT están formadas por paragneises, rocas máficas y rocas ultramáficas. Las metabasitas más abundantes son granulitas con granate-clinopiroxeno y, en menor medida, eclogitas, ambas variablemente retrogradadas a anfibolitas (Hubregtse, 1973; Kuijper, 1979). Los metasedimentos son gneises migmatíticos ricos en granate, biotita, distena y rutilo, generalmente retrogradados a facies de las

anfibolitas y de los esquistos verdes. Las rocas ultramáficas más comunes son piroxenitas con granate y peridotitas del tipo espinela-pargasita (olivino, ortopiroxeno, espinela marrón, pargasita y ocasionalmente granate). Estas últimas muestran una foliación bien desarrollada y probablemente provienen de tipos lherzolíticos anfibolitizados (Maaskant, 1970). La retrogradación de las peridotitas suele ser bastante intensa, dando lugar a serpentinitas, que frecuentemente representan el tipo litológico más común en la láminas de rocas ultramáficas.

En el núcleo del antiforme de Sobrado se conserva la serie de AP-AT más completa, constituida por tres láminas separadas entre sí por zonas de cizalla dúctiles (Martínez Catalán y Arenas, 1992; Fig. 2.9). La lámina inferior contiene, de abajo arriba, rocas ultramáficas serpentinizadas y una banda de eclogitas y rocas con clinopiroxeno - granate (sin plagioclasa primaria) de unos 500 m de espesor. La lámina intermedia consta de unos 1000 m de gneises félsicos con inclusiones máficas de granulitas de alta presión, en las cuales no es posible reconocer los protolitos ígneos. En la lámina superior también pueden encontrarse gneises félsicos y bandas de rocas máficas en las que sí pueden reconocerse los protolitos ígneos, al quedar preservados de la deformación en forma de cuerpos métricos a kilométricos (Pablo Maciá y Martínez Catalán, 1984). Los protolitos son de origen gabróico, y muestran varios estadios de transformación prograde, desde tipos prácticamente indeformados y escasa recristalización, hasta gabros coroníticos complejos y granulitas de AP (Arenas *et al.*, en prep.). En los gabros menos deformados, frecuentes texturas subofíticas y diabásicas indican un emplazamiento en niveles relativamente someros. Este hecho es compatible con la frecuente presencia de olivino en los gabros, que junto con clinopiroxeno,

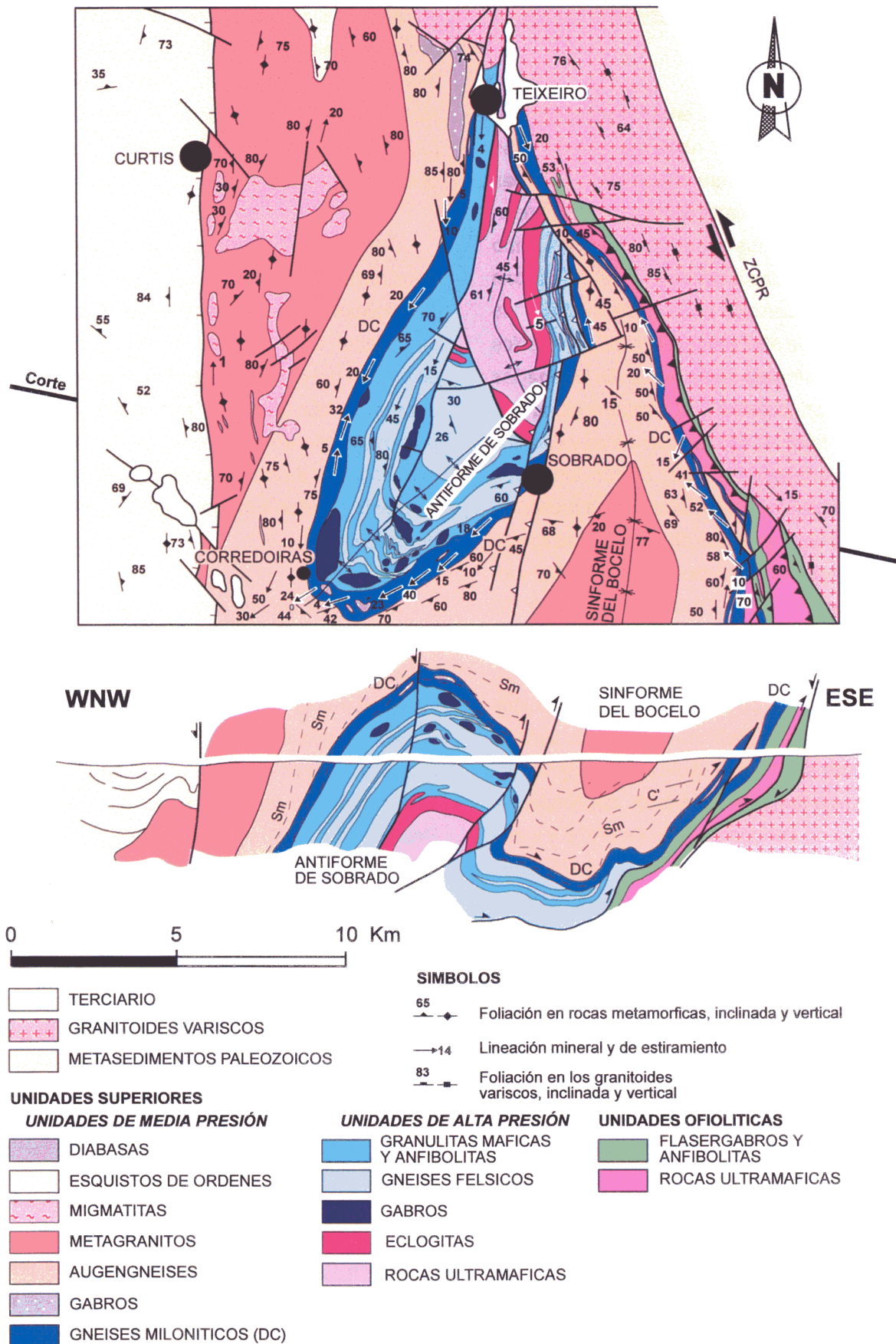


Figura 2.9. Mapa y corte geológico de la ventana tectónica de Sobrado. DC=Despegue de Corredoiras; ZCPR=Zona de Cizalla de Palas de Rei. Según Martínez Catalán y Arenas (1992).

ortopiroxeno, plagioclasa e ilmenita constituye la mineralogía ígnea.

El debate en torno al origen y significado de las unidades de AP-AT no puede considerarse todavía cerrado. Se han propuesto numerosas hipótesis, la mayor parte de las cuales se basan en datos obtenidos en el Complejo de Cabo Ortegal, donde las unidades de AP-AT ocupan una amplia extensión en su parte central y las condiciones de afloramiento son más favorables que en el Complejo de Ordenes. En Ortegal las litologías principales son también eclogitas, granulitas básicas, rocas ultramáficas y distintos tipos de gneises félsicos. Según los datos geoquímicos disponibles, las eclogitas presentan espectros empobrecidos en tierras raras ligeras (LREE), típicos de basaltos N-MORB (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Peucat *et al.*, 1990; Gil Ibarguchi *et al.*, 1990); es decir, tienen una signatura claramente oceánica. Las granulitas, por el contrario, parecen presentar protolitos más heterogéneos, con una composición variable entre ultramáfica y ácida. Su signatura geoquímica también es variable, con tendencia general a un enriquecimiento en LREE y ligera anomalía de europio, indicando que pueden existir componentes de tipo arco volcánico (calcoalcalino) en algunos casos y de corteza continental en otros. Por ello, podrían haberse generado tanto en un arco volcánico como durante un proceso de "rifting" continental (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Peucat *et al.*, 1990; Gil Ibarguchi *et al.*, 1990; Galán y Marcos, 1997). Las rocas ultramáficas son harzburgitas con espinela y anfíbol, que incluyen numerosos lechos de piroxenitas (Girardeau *et al.*, 1989; Girardeau y Gil Ibarguchi, 1991). Un fragmento mantélico tan fuertemente heterogéneo revela importantes tasas de fusión parcial en el manto superior, como resulta característico de las cuñas mantélicas situadas sobre zonas de subducción. No obstante, los conjuntos ultramáficos del

complejo de Cabo Ortegal han sido interpretados como de afinidad oceánica (Ben Jamaa, 1988). Por otra parte, la abundancia de gneises metasedimentarios en esta unidad de AP-AT parece descartar un origen exclusivamente oceánico para la misma.

Como puede apreciarse, aunque la abundancia de datos es importante, la complejidad existente y la presencia de litologías que pueden tener distintos orígenes, dificulta la deducción del escenario geodinámico donde se originaron las unidades de AP-AT. Se han propuesto diferentes alternativas de conjunto para el origen de las unidades de AP-AT. Estas hipótesis pueden agruparse en tres modelos principales:

a) Origen en un régimen convergente: Arenas *et al.* (1986), teniendo en cuenta las características geoquímicas de las distintas litologías y la abundancia de metasedimentos, consideran una equivalencia de estas unidades con una trasera de arco o con un arco isla involucrado en un proceso de subducción. Peucat *et al.* (1990) y Gil Ibarguchi *et al.* (1990), considerando únicamente las características de las rocas ultramáficas y las metabasitas, llegan a la conclusión de que la evolución metamórfica de las eclogitas, las rocas ultramáficas y las granulitas está relacionada con un régimen convergente, que incluiría el desarrollo de un margen activo durante el Ordovícico Inferior. Las granulitas se habrían desarrollado durante el evento eclogítico, en una posición sobre el plano de subducción diferente a las eclogitas, lo que propiciaría su formación a una temperatura ligeramente superior y presión algo inferior a las eclogitas. Por otro lado, consideran que las distintas signaturas geoquímicas de eclogitas y granulitas son una evidencia de un origen distinto para los protolitos de cada una de estas dos litologías. Las eclogitas son interpretadas como

restos de metaofiolitas, y el origen oceánico sugerido para las rocas ultramáficas indicaría que se trata de escamas tectónicas de manto superior imbricadas en la lámina oceánica subducida. Los protolitos de las granulitas, sin embargo, son interpretados como formados en un arco volcánico de edad 480–490 Ma, es decir de forma sólo ligeramente anterior a la edad sugerida para el metamorfismo, hecho que apoyaría su origen en un régimen convergente. La edad del protolito de las eclogitas permanece desconocida. Martínez Catalán (1990) considera también que el origen más probable para estas unidades es en un arco volcánico, vinculando su origen con la deriva del continente Báltica.

b) Origen en un "rifting" continental: Martínez Catalán *et al.* (1996) sugieren que el magmatismo bimodal ordovícico de las unidades superiores está relacionado con un "rifting" afectando a un margen continental. Martínez Catalán *et al.* (1997) desarrollan esta alternativa y consideran que este magmatismo es equivalente al que existe en las unidades situadas a muro de la sutura (autóctono Ibérico y unidades basales) y que, por tanto, el proceso de "rifting" continental está en relación con la separación del microcontinente Avalon del margen continental de Gondwana. Realizan una correlación de las unidades superiores de los Complejos Alóctonos (incluyendo las unidades de AP-AT y las unidades culminantes) con partes del borde sureste del terreno Meguma, que es el terreno más externo identificado en los Apalaches canadienses, acrecionado en el margen de Laurentia hace unos 415–390 Ma. El margen de Iberia, de acuerdo con reconstrucciones continentales (Lefort, 1989), estaba situado en el Paleozoico Superior junto a los Grandes Bancos de Terranova, de modo que las unidades superiores corresponderían al margen conjugado de Gondwana durante el Ordovícico, quedando entre ambos márgenes

el Océano Rheico. Las unidades ofiolíticas de los Complejos Alóctonos representarían restos del Océano Rheico y las unidades basales corresponderían al margen más externo de Gondwana. El conjunto se fue acrecionando progresivamente al margen de Laurentia, hasta la colisión entre este continente y Gondwana. El metamorfismo de las unidades superiores estaría relacionado con dicha colisión. Galán y Marcos (1997), realizan un estudio geoquímico de las granulitas de la Formación Bacariza (Complejo de Cabo Ortegal) y llegan a la conclusión de que su origen más probable es en un "rifting" continental. La existencia de tipos MORB indicaría que el "rifting" evolucionó desde un régimen de extensión continental hasta el inicio de generación de corteza oceánica. Consideran que las diferencias geoquímicas entre las distintas metabasitas están relacionadas con distintos grados de diferenciación, y no implica que existan litologías con distintos orígenes.

c) Origen complejo, combinando varios escenarios geodinámicos: Martínez Catalán *et al.* (1999) proponen una situación en que se simultánea un "rifting" en el margen de Gondwana con un arco volcánico acoplado. Las rocas tipo MORB corresponderían a los sectores más oceanizados.

Estructura y metamorfismo: El conjunto de AP-AT más completo en el Complejo de Ordenes es la unidad de Sobrado. Se encuentra al E del complejo, en el núcleo de un antiformal de dirección NE-SW originado en fases tardías de la deformación varisca, aflorando en ventana tectónica por debajo del ortogneis granítico de Corredoiras. El contacto entre el ortogneis y la unidad de Sobrado es un gran despegue con una zona de milonitas y ultramilonitas, desarrolladas fundamentalmente en los ortogneises, y de 150 a 500 m de espesor

(despegue de Corredoiras; Martínez Catalán y Arenas, 1992; Díaz García *et al.*, 1999b).

Las estructuras relacionadas con el metamorfismo de alta presión se encuentran mal preservadas, debido a la fuerte recrystalización y deformación posterior. La estructura más evidente es una foliación de AP-AT que se conserva en los sectores menos deformados por fases posteriores. La fábrica regional es una foliación en facies de las anfibolitas, que retrograda las granulitas y eclogitas produciendo gneises anfibólicos, anfibolitas flaser y anfibolitas de grano fino, y que en ocasiones tiene carácter milonítico. Existen evidencias texturales de que la foliación afecta a rocas que previamente habían sufrido diversos grados de fusión parcial, tales como heterogeneidades previas a la deformación (bandeados alternantes de zonas trondhjemiticas y zonas máficas). La fusión parcial se produce probablemente durante la descompresión a partir de condiciones eclogíticas y granulíticas de AP. La deformación anfibolítica se concentra en la base de las distintas láminas que forman la unidad de Sobrado (véase apartado anterior), lo que se pone de manifiesto por la existencia de una banda milonítica de anfibolitas de grano fino de 300 a 600 m de espesor que separa la lámina superior de la intermedia, y por la existencia de una banda de piroxenitas miloníticas de pocos metros de espesor que separa las láminas intermedia e inferior. Los anteriores despegues entre láminas se interpretan como extensionales (Martínez Catalán y Arenas, 1992), en función del descenso brusco en las condiciones del metamorfismo desde el techo hacia el muro de la unidad de Sobrado. Así, en la lámina superior se conservan numerosos cuerpos gabróicos sólo parcialmente transformados en granulitas, en la lámina intermedia todas las metabasitas son ya

granulitas de AP, y en la lámina inferior se alcanzan condiciones eclogíticas. Esta variación tiene lugar en una sección inferior a 4000 m de potencia. La actividad de estas zonas de cizalla terminó en condiciones propias de la facies de los esquistos verdes, como indican diversos niveles de esquistos cloríticos y sericíticos.

Con posterioridad al desarrollo de la foliación anfibolítica se desarrollan pliegues isoclinales de plano axial horizontal y ejes N-S, que en el Complejo de Cabo Ortegal pueden alcanzar proporciones kilométricas (Marcos *et al.*, 1984). Finalmente se produce una etapa de cabalgamientos en facies de los esquistos verdes relacionados con el emplazamiento del complejo en su posición actual (Arenas *et al.*, 1986).

Las condiciones del metamorfismo de alta presión son variables desde la facies de las granulitas de AP hasta la facies de las eclogitas. Las condiciones estimadas para las eclogitas basales de la unidad de Sobrado, fuertemente anhidras, son de $T \sim 850\text{ }^{\circ}\text{C}$ y P mínima de 15 Kbar; en las granulitas de la parte superior de la unidad estas condiciones varían entre $T = 675\text{--}830\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P = 9.5\text{--}12.7$ Kbar (Arenas y Martínez Catalán, 1993). No obstante, las condiciones máximas reales del metamorfismo de alta presión son quizás más extremas, de acuerdo con los resultados obtenidos por Mendía (1996) en eclogitas del Complejo de Cabo Ortegal que contienen una paragénesis con granate, clinopiroxeno y fengita. La barometría en estas eclogitas proporciona presiones reales y no mínimas, como en el caso de Sobrado. Las condiciones máximas estimadas para estas eclogitas varían entre $T = 710\text{--}786\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P = 19\text{--}22$ Kbar. Para episodios posteclogíticos se obtienen unos valores de $T = 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P = 14$ Kbar, indicativos de una fuerte descompresión casi isotérmica.

2.3.2 Unidad culminante de media presión (MP)

Esta unidad ocupa la posición estructural culminante del apilamiento de mantos, y está separada de la unidad de AP-AT por un importante accidente extensional, el denominado despegue de Corredoiras (Martínez Catalán y Arenas, 1992), consistente en una banda continua de milonitas y ultramilonitas de entre 150 y 500 m de espesor; los indicadores cinemáticos en las milonitas sugieren un desplazamiento del techo hacia el SE (Díaz García *et al.*, 1999b). La unidad culminante está constituida fundamentalmente por una potente secuencia metasedimentaria (de aproximadamente 3000 m de espesor) denominada Serie de Ordenes, que incluye diversos cuerpos de granitoides y gabros que muestran relaciones intrusivas con los metasedimentos y son más abundantes hacia los niveles basales. Los metasedimentos tienen una composición esencialmente grauváquica, con intercalaciones de niveles pelíticos y cuarcíticos. Las condiciones metamórficas son variables, desde granulitas de MP en la base hasta esquistos verdes en la parte superior. En los niveles superiores en facies de los esquistos verdes pueden apreciarse diversas estructuras sedimentarias, tales como sedimentaciones gradadas, que apuntan hacia una secuencia original de tipo flysch.

Las rocas intrusivas dominantes son ortogneises y metagabros, que llegan a constituir grandes cuerpos en los niveles inferiores, como el ortogneis de Corredoiras en la parte oriental de la unidad y el gabro de Monte Castelo en la parte occidental (Fig. 2.1). Los gabros presentan sectores con texturas ofíticas y diabásicas, que sugieren un emplazamiento en niveles corticales relativamente someros. Su edad permanecía desconocida hasta la realización del presente

trabajo, aunque su carácter intrusivo en la Serie de Ordenes y su asociación espacial con las rocas félsicas sugería que ambas podrían ser contemporáneas, aspecto que ha sido confirmado mediante geocronología U-Pb en circones (Abati *et al.*, 1999; véase capítulo 6). Los ortogneises son metagranitos de grano medio a grueso que han sido datados en Ordenes y en la unidad culminante del Complejo de Morais, dando edades comprendidas entre 500-450 Ma (U-Pb en circones: Kuijper, 1979, 1980; Dallmeyer y Tucker, 1993; Abati *et al.*, 1999).

Estructura y metamorfismo: La estructura de la unidad culminante no es perfectamente conocida, y quizás donde está mejor caracterizada es en los niveles superiores. En la ría de Betanzos, entre las localidades de Sada y Ferrol, aflora una sección costera en la que ha podido cartografiarse con cierto detalle parte de la estructura, al ser una zona de bajo grado metamórfico en la que es posible reconocer las relaciones entre la estratificación y las distintas foliaciones. La presencia de estratificaciones gradadas y otras estructuras sedimentarias ha permitido reconocer amplias áreas de flancos inversos, que indican la existencia de pliegues tumbados de escala kilométrica (Matte y Capdevila, 1978), asignados a una primera fase de deformación. Sin embargo, no existen datos definitivos que permitan caracterizar su vergencia. Posteriormente se produjo una nueva fase de deformación que dio lugar a un clivaje regional, que es de plano axial respecto a pliegues de fase 2. Hacia los niveles más profundos ya no siempre es posible observar las relaciones estratificación-esquistosidad, y suele reconocerse una foliación regional de grado metamórfico variable, que transpone una fábrica anterior. Las estructuras anteriores están afectadas por nuevos pliegues levantados de amplitud kilométrica (que son, por tanto, de fase

		LITOLOGÍAS DOMINANTES	ROCAS IGNEAS PRE-VARISCAS	MARCO GEOTECTÓNICO	EVOLUCIÓN METAMÓRFICA	EDADES PUBLICADAS	REFERENCIAS
COMPLEJOS ALOCTONOS	UNIDAD CULMINANTE (MP)	>3000 m de metasedimentos tipo flysch: pizarras, esquistos y paragneises	Magmatismo bimodal del Paleozoico Inferior (2,10,21)	Posible sedimentación y magmatismo en un arco de islas.	Metamorfismo barroviense de alto a bajo grado	496-460 Ma: Ortogneises (protolito) (10,21,22) 375 Ma: Ortogneises miloníticos (metamorfismo retrógrado) (9,11)	1-Allegretti e Iglesias Ponce de León, 1987 2-Arenas <i>et al.</i> , 1986 3-Arenas <i>et al.</i> , 1995 4-Bellido <i>et al.</i> , 1992 5-Bernard-Griffiths <i>et al.</i> , 1985 6-Capdevila y Viallette, 1965 7-Capdevila y Viallette, 1970 8-Dallmeyer y Gil Ibarguchi, 1990 9-Dallmeyer <i>et al.</i> , 1991 10-Dallmeyer y Tucker, 1993 11-Dallmeyer <i>et al.</i> , 1997 12-Dunning <i>et al.</i> , 1997 13-Farías <i>et al.</i> , 1987
	UNIDADES SUPERIORES (AP-AT)	Paragneises de alto grado, algunos con menos de 507 Ma: edad de circones detríticos (39) Granulitas máficas, eclogitas y ultramáficas	Magmatismo bimodal del Paleozoico Inferior: rocas básicas tipo MORB, gabros de tipo rift continental y granitoides (5,32)	Posible límite convergente de placas, puede incluir rocas derivadas de arco y escamas de litosfera oceánica (5)	Episodio de AP-AT granulítico/eclogítico: 9-18 Kb, 700-850° C (26,32,45) Episodios en facies de: Anfibolitas (24) Esquistos verdes (24)	490-480 Ma: Protolitos máficos (32,38,39) 405-390 Ma: Evento metamórfico de AP-AT (27,28,38,39) 390-380 Ma: Facies de las anfibolitas (9,32,43) 355 Ma: Episodios finales (32)	14-García Garzón, 1987 15-García Garzón y Locutura, 1981 16-García Garzón <i>et al.</i> , 1981 17-Gebauer, 1993 18-Gil Ibarguchi, 1995 19-Gil Ibarguchi y Dallmeyer, 1991 20-Gil Ibarguchi y Ortega Gironés, 1985 21-Kuijper, 1979 22-Kuijper, 1980 23-Lancelot <i>et al.</i> , 1985 24-Marcos <i>et al.</i> , 1984 25-Martínez Catalán <i>et al.</i> , 1996 26-Mendia, 1996 27-Munhá <i>et al.</i> , 1984 28-Ordóñez Casado <i>et al.</i> , 1996
	UNIDADES OFIOLÍTICAS	Metapelitas, cherts, metabasaltos, metagabros, diabasas, plagiogranitos, anfibolitas y rocas ultramáficas	Ofiolita superior: gabros y ultramáficas (25) Ofiolita inferior: sedimentos, metabasaltos y escasas serpentinitas	Litosfera oceánica paleozoica (2,25,35)	Metamorfismo progrado anfibolítico (localmente granulítico) de MP en la ofiolita superior. Metamorfismo en esquistos verdes y de AP en la ofiolita inferior	395 Ma: Gabro (protolito) (12) 390-375 Ma: Metamorfismo en facies de las anfibolitas (8,9,11,32) 365 Ma: Metamorfismo en facies de los esquistos verdes (11)	29-Pérez Estain <i>et al.</i> , 1988 30-Pérez Estain <i>et al.</i> , 1990 31-Pérez Estain <i>et al.</i> , 1991 32-Peucat <i>et al.</i> , 1990 33-Priem <i>et al.</i> , 1970 34-Priem y Den Tex, 1984 35-Ribeiro, 1976 36-Ries, 1979 37-Santos Zalduegui <i>et al.</i> , 1995 38-Santos Zalduegui <i>et al.</i> , 1996 39-Schäfer <i>et al.</i> , 1993 40-Schemmerhorn y Kotsch, 1984 41-Serrano Pinto <i>et al.</i> , 1987 42-Suárez <i>et al.</i> , 1978 43-Valverde Vaquero y Fernández, 1996 44-Van Calsteren <i>et al.</i> , 1979 45-Vogel, 1967
	UNIDADES BASALES	Esquistos con porfiroblastos de albita y paragneises Ordovícico Medio-Superior y anteriores (2,20) Ortogneises félsicos (16,20,33,34)	Magmatismo bimodal del Paleozoico Inferior: metabasitas y granitoides félsicos, alcalinos y per-alcalinos (33)	Borde externo del margen continental de Gondwana (2, 25)	Evento de AP: 15-17 Kb, 500-700° C (3,18,19,20, 27,35,40) Retrogradación anfibolítica y de bajo grado (3,20)	480-460 Ma: Ortogneises (16,33,37,44) 370 Ma: Final del metamorfismo de AP (44) 360 Ma: Eventos metamórficos tardíos (37)	
AUTOCTONO	PARAUTOCTONO	Esquistos y cuarcitas subordinadas Ordovícico o anterior hasta Devónico Inferior (13)	Magmatismo del Paleozoico Inferior principalmente félsico: granitoides y vulcanitas	Zona transicional al margen continental de Gondwana (13)	Metamorfismo barroviense de bajo a medio grado, transicional a BP	620-570 Ma: Ortogneises Pan-Africanos (1,23) 490-450 Ma: Ortogneises del Paleozoico Inferior (17,23) 360-320 Ma: Episodios deformativos principales y metamorfismo (11) 350-340 Ma: Granitoides variscos precoces (41) 330-310 Ma: Leucogranitos sincinemáticos (7,15,34,44) 315 Ma: Deformaciones tardías (7,36) 295-270: Granitoides potcinemáticos (4,6,7,14,33,36,42)	
	ZONAS INTERNAS	Secuencias pre-orogénicas. Proterozoico Superior terrígeno cubierto discordantemente por 1000 a 11000 m de sedimentos de plataforma somera	Proterozoico Superior y Paleozoico Inferior. Magmatismo principalmente félsico: granitoides y vulcanitas (1,17,23)	Plataforma estable de Gondwana, moderada a fuertemente subsidente durante el Paleozoico Inferior (25,30,31)	Metamorfismo barroviense evolucionando a BP en etapas tardías		
AUTOCTONO	ZONAS EXTERNAS	Proterozoico Superior terrígeno cubierto discordantemente por una escasa potencia de sedimentos Paleozoicos de plataforma somera y potentes molasas sin-orogénicas	Escaso volcanismo bimodal Proterozoico Superior y plutonismo subordinado	Parte interna de la plataforma de Gondwana Débilmente subsidente durante el Paleozoico Inferior Antepais del Cinturón Varisco	Cinturón de pliegues y cabalgamientos con tectónica de epidérmica (29) Sin metamorfismo o anquizona	310-290 Ma: Edad de la deformación de acuerdo con depósitos sin y pot-orogénicos (29)	

Figura 2.10. Resumen de la información geológica disponible de las distintas unidades de los Complejos Alóctonos y de los terrenos infrayacentes, ordenados de muro a techo en su posición actual en la cordillera. Según Martínez Catalán *et al.* (1998).

3), con ejes inclinados entre 10 y 20° al N, y que están en relación con la estructura sinformal mayor del Complejo de Ordenes. La cartografía de los límites entre las distintas zonas metamórficas indica que, en general, éstos son fallas extensionales (Fig. 2.1), lo que implica un fuerte adelgazamiento de la pila original (Díaz García, 1990).

La evolución metamórfica de los niveles inferiores de esta unidad tampoco había sido investigada en profundidad, y su estudio es uno de los objetivos fundamentales de este trabajo. Se ha estimado que las condiciones máximas del metamorfismo corresponderían a la primera zona de la sillimanita (Alonso y González, 1981

y 1982), aunque los resultados de este estudio indican que en las partes profundas de la unidad culminante se alcanzaron condiciones de granulitas de media presión. Esencialmente, los metasedimentos corresponden a una secuencia con metamorfismo barroviense tectónicamente atenuada, con unas condiciones máximas en torno a $T \sim 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P \sim 10\text{ Kb}$. Las características de dicha evolución metamórfica se tratarán en detalle a lo largo de esta memoria.

A modo de resumen de este capítulo, en la Fig. 2.10 se presenta una tabla con las características más importantes y la geocronología de las unidades de los Complejos Alóctonos del NW del Macizo Ibérico.

Capítulo 3

La unidad culminante del Complejo de Ordenes en la región de Carballo

En la región de Carballo se encuentran probablemente los sectores más profundos que afloran de la Serie de Ordenes, es decir, los que presentan una mayor intensidad en el metamorfismo (Fig. 2.1). Las litologías dominantes son paragneises y esquistos, intruidos por numerosos cuerpos gabróticos que pueden alcanzar gran tamaño, y con intercalaciones más escasas y de menor tamaño de ortogneises, granitoides y anfibolitas. Los granitoides están frecuentemente transformados en ortogneises y los gabros en anfibolitas. Las condiciones metamórficas son variables, pero se encuentran siempre entre grado alto (facies de las granulitas) y medio (facies de las anfibolitas).

3.1 Macroestructura

En las Figs. 3.1 A y 3.1 B se muestra un mapa y un corte geológico del sector estudiado de la unidad culminante y de las unidades alóctonas infrayacentes. Puede observarse que en este sector el complejo tiene una forma arqueada en la que se produce un fuerte adelgazamiento de las unidades hacia el N. Esta geometría está relacionada con la actuación de desgarres dextros de dirección NE-SW originados en los últimos episodios del ciclo varisco. En menor medida también contribuyeron a esta forma arqueada los desgarres dextros de dirección WNW-ESE, a lo largo de los cuales se instalaron cuencas terciarias (p.e. la cuenca de Meirama, al S de La Coruña), por lo que debieron jugar durante el ciclo alpino. La unidad basal en este sector tiene una estructura homoclinal inclinada hacia el E, y constituye el flanco normal de un gran pliegue recumbente vergente al E cuya chamela aflora en la unidad de Lalín (véase capítulo 2). Se encuentra limitada por dos despegues extensionales, el despegue de Pico Sacro en su parte inferior y el despegue de Bembibre en su parte superior (Martínez Catalán *et al.*, 1996). La unidad ofiolítica de Bazar-Carballo

muestra una estructura sencilla, también homoclinal, y está afectada por fallas de desgarre dextro e inverso. Estas fallas involucran a rocas graníticas variscas en las que se aprecia una foliación milonítica muy intensa, de posición subvertical, y en cuyos planos la lineación de estiramiento es subhorizontal ligeramente inclinada hacia el S. Es muy probable que estas fallas hayan contribuido a la desaparición de la ofiolita hacia el N. El contacto original entre la unidad culminante y la unidad ofiolítica fue descrito como un cabalgamiento (Díaz García, 1990). En sus proximidades se observa un fuerte paralelismo de la foliación de las dos unidades y el desarrollo de una milonitización en condiciones de facies de los esquistos verdes que lleva asociada una intensa cloritización del granate y de la biotita y una sericitización de la plagioclasa. No obstante, el límite actual aparece como una falla normal muy inclinada y de baja T, por lo que el contacto original no puede observarse. El contacto con la ofiolita corta a niveles distintos de la unidad culminante, que en ocasiones forman un ángulo alto con él; por ejemplo corta a las zonas de cizalla inferior y superior del gabro de Monte Castelo (que se describirán más adelante). En los sectores más alejados de dicho contacto, hacia el E, se observa que los metasedimentos de la Serie de Ordenes tienen un trazado de dirección NE-SW y una lineación de estiramiento mineral también en posición NE-SW. La unidad culminante presenta una foliación regional compuesta (S_2) desarrollada en condiciones metamórficas de facies de las anfibolitas y de las granulitas, que evolucionó hacia zonas de deformación más intensa que finalizaron en condiciones de la facies de los esquistos verdes. Estas estructuras (foliaciones) están afectadas por el desarrollo de pliegues apretados, y también están cortadas por el despegue superior de la ofiolita.

Los afloramientos en la zona de estudio no son muy favorables para caracterizar dichas

estructuras, y por otra parte sus principales rasgos identificativos (charnelas, zonas de cizalla, etc.) no tienen porqué estar aquí representados, sino que podemos encontrarnos en flancos y zonas de cizalla poco desarrolladas. Sin embargo, la existencia de una mayor complejidad y mayor número de estructuras en la unidad culminante que en la ofiolita de Bazar-Carballo, y sus posiciones distintas es suficientemente significativa como para, al menos, sospechar que existía una estructuración en la unidad culminante previa a su emplazamiento sobre la unidad ofiolítica. La estructuración de la unidad ofiolítica, esencialmente simultánea con el desarrollo de la foliación en facies de las anfibolitas, se ha datado en 380–390 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda) y corresponde a los primeros episodios de la deformación varisca en la zona de sutura.

En la zona de contacto entre la unidad culminante y la unidad ofiolítica se encuentra una banda discontinua de metasedimentos con 100 m de espesor máximo que, probablemente, y de acuerdo con su posición y con las características de sus asociaciones minerales, pueda relacionarse con las unidades de AP-AT que afloran al E del Complejo de Ordenes, aunque no puede descartarse la posibilidad de que correspondan a la zona más profunda de la unidad culminante. Más adelante en este capítulo se describirán las características de esta banda. Es destacable por tanto la ausencia (o casi total ausencia) de las unidades de AP-AT en el occidente del Complejo de Ordenes, puesto que en otras localidades pueden alcanzar unos 2000-3000 m de espesor. La falta de estas unidades sugiere que el contacto con las ofiolitas es un accidente sustractivo. Más que un cabalgamiento, representa probablemente un despegue extensional dúctil que acabó funcionando como una falla en condiciones de

la transición frágil-dúctil. El accidente actual oculta probablemente no uno, sino dos o más de los cabalgamientos que construyeron el apilamiento inicial de las unidades.

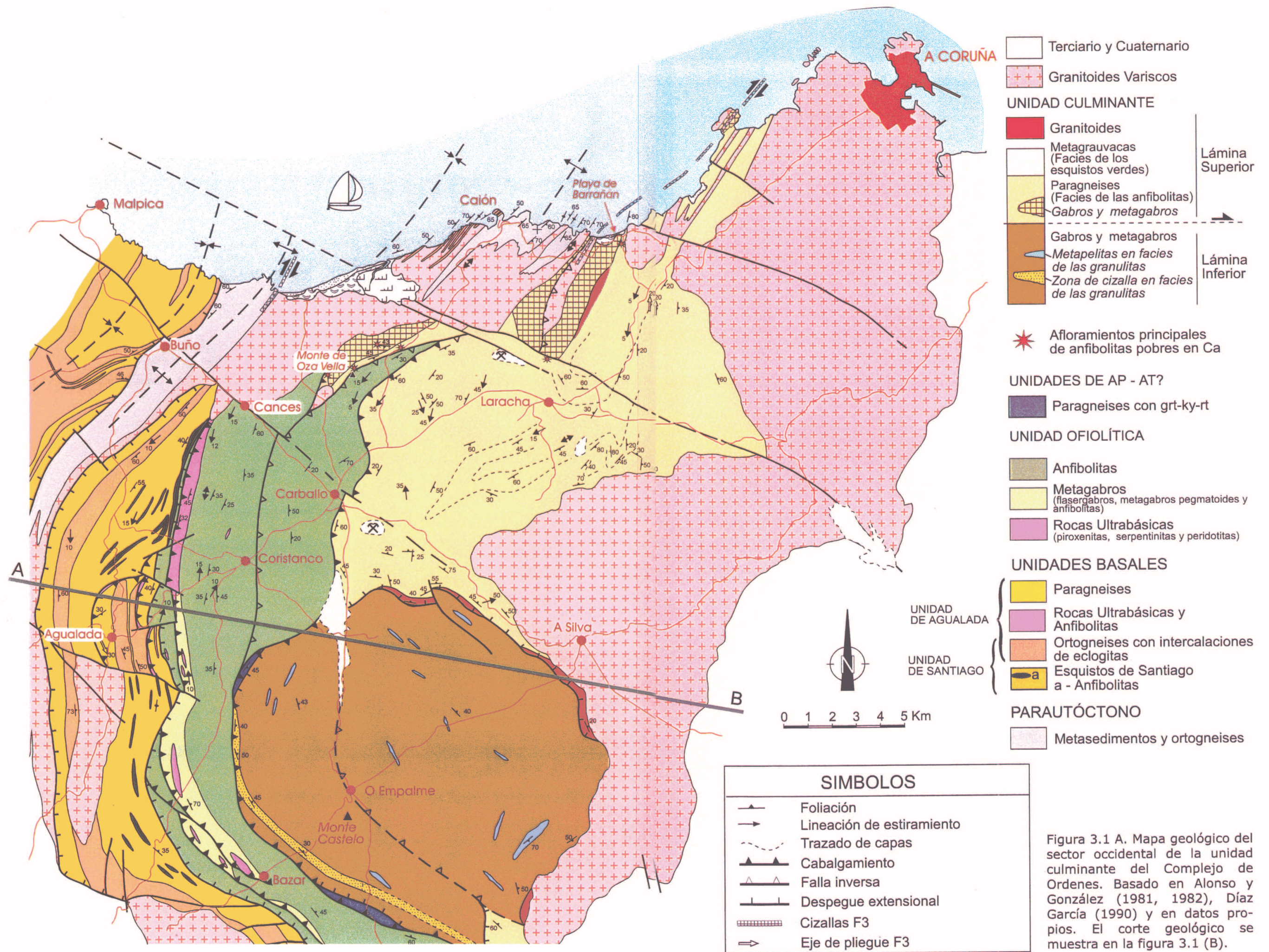
El estudio de la evolución metamórfica de este sector de la unidad culminante ha permitido distinguir dos láminas con diferente grado metamórfico, que denominaremos inferior y superior (Fig. 3.1 B). Esta distinción se basa en el contraste de las condiciones metamórficas entre ambos dominios: la lámina inferior muestra un metamorfismo en facies de las granulitas de media P (zona del ortopiroxeno en metapelitas; Fig. 3.1 A y 3.1 B), mientras que la superior se encuentra en facies de las anfibolitas, también de media P (primera zona de la sillimanita en metapelitas). Ambas láminas se encuentran separadas por una zona de deformación que terminó moviéndose en condiciones de la facies de los esquistos verdes.

3.2 Descripción de las principales litologías

3.2.1 Lámina inferior

El gabro de Monte Castelo

En la lámina inferior de la Serie de Ordenes se encuentra intruido un cuerpo gabrónico de grandes dimensiones (aprox. 200 km²), denominado gabro de Monte Castelo (GMC; Warnars, 1967; Díaz García, 1990). Es un cuerpo ovalado, ligeramente alargado en dirección NW-SE, con una deformación muy heterogénea que se concentra esencialmente en los bordes. Se preservan amplias zonas sin deformación apreciable y sin apenas recristalización metamórfica (realmente, la mayor parte del macizo de Monte Castelo está indeformado), por lo que inicialmente fue interpretado como un cuerpo intrusivo emplazado durante la deformación varisca, con posterioridad



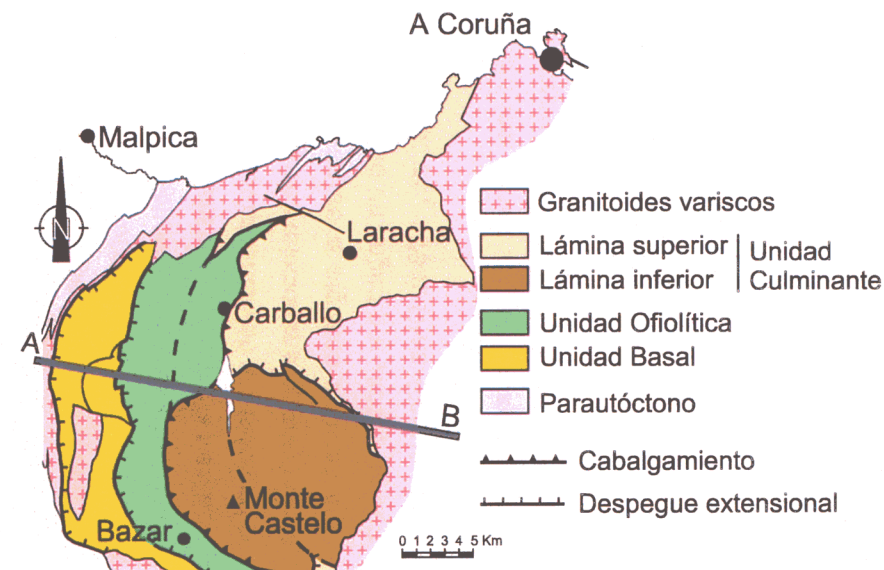
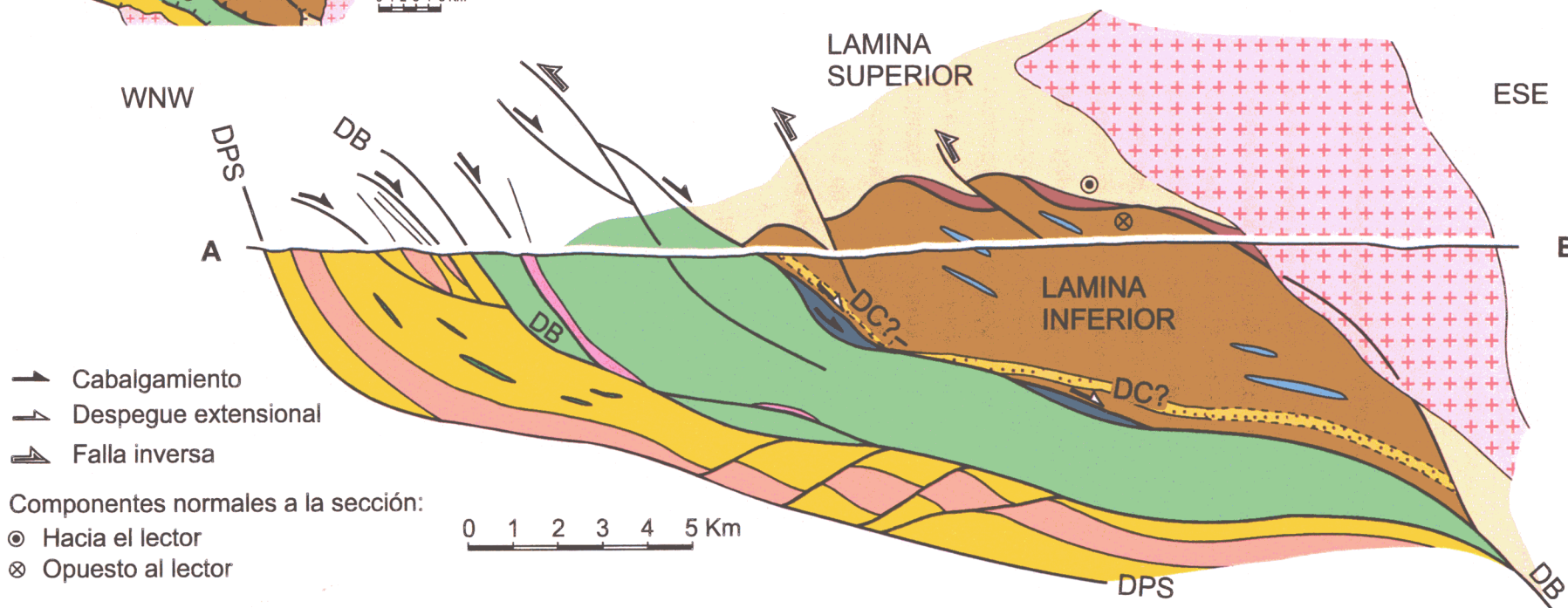


Figura 3.1 B. Mapa esquemático y Corte geológico a través del sector noroccidental del Complejo de Ordenes, en los que se muestran las dos láminas distinguidas en la unidad culminante. La leyenda del corte y su posición precisa se encuentran en la figura 3.1 A. DPS, despegue de Pico Sacro; DB, despegue de Bembibre; DC, despegue de Corredoiras.



a la fase 1 (Warnaars, 1967), o incluso como un plutón tardi-varisco (Koning, 1966). Estudios más detallados pusieron de manifiesto la presencia de deformación en los límites del gabro, especialmente en la zona de contacto con la ofiolita. Este hecho, unido a la inexistencia de cuerpos equivalentes en el autóctono con los que se pueda relacionar este magmatismo, hizo decantarse a algunos autores por la posibilidad de un origen pre-varisco (Martínez Catalán *et al.*, 1984; Díaz García, 1990).

En las zonas sin deformación pueden estudiarse las características del cuerpo ígneo original. Es un gabro bipiroxénico, masivo, de grano fino a medio, con una textura variable. Los tipos más comunes son los intergranulares, aunque también son abundantes los tipos granulares y todos los términos entre diabásicos y ofíticos (Lámina 3.2). Los minerales ígneos primarios son clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, olivino, biotita, hornblenda-pargasita e ilmenita, además de esfena y circón como minerales accesorios. Andonaegui *et al.* (1999) distinguen tres tipos composicionales principales: 1) gabronoritas olivínicas (Pl+Cpx+Opx+Ol+Hbl); 2) gabronoritas anfibólicas (Pl+Cpx+Opx+Hbl±Bt); y 3) gabronoritas biotíticas (Pl+Cpx+Opx+Bt). No existe una distribución espacial clara de los tres tipos de gabros. La plagioclasa (An₅₁-An₇₄) es el mineral principal en todos los tipos, y se presenta en cristales subidiomorfos. El clinopiroxeno (Mg'=76-85; Jd<10%) y el ortopiroxeno (Mg'=59-77) muestran un carácter intersticial, son subidiomorfos y la cristalización del ortopiroxeno es más tardía que la del clinopiroxeno. Los olivinos (Mg'=56-73) son relativamente escasos, subidiomorfos y con frecuentes coronas de ortopiroxeno y anfíbol. Un reciente estudio geoquímico indica que el GMC tiene composición basáltica y pertenece a la serie toleítica baja en K. En los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos los análisis se proyectan en el campo de toleitas de arco de

isla (Andonaegui *et al.*, 1999). La presencia de abundantes texturas ofíticas y la presencia de olivino sugieren un nivel somero de emplazamiento.

En la parte basal, es decir, en las proximidades de su límite occidental, el cuerpo gabróico está afectado por zonas de cizalla de alta temperatura que contienen asociaciones minerales propias de la facies de las granulitas (Lámina 3.3), lo que sugiere una evolución metamórfica común con los paragneises circundantes. En los dominios de mayor deformación las zonas de cizalla muestran un bandeo relativamente espaciado (milimétrico hasta algunos cm), formado por zonas ricas en granate y piroxenos frente a otras zonas más ricas en plagioclasa y cuarzo. En detalle, la foliación está definida por la orientación dimensional de piroxenos y plagioclasas, además de por la alternancia de bandas mencionada. Forma planos cuya dirección es aproximadamente paralela al límite occidental del gabro y con buzamientos generalmente moderados hacia el E (20-45°). La potencia de las bandas de cizalla oscila entre 50-200 m, y frecuentemente evolucionan hacia zonas con foliación más penetrativa y ricas en hornblenda, granate e ilmenita. Este tipo de rocas puede proporcionar información acerca de la evolución tectonometamórfica que ha sufrido el sector basal de la Serie de Ordenes con posterioridad a la intrusión de los gabros, puesto que las granulitas suelen ser litologías adecuadas para su estudio termobarométrico. Se denominarán en este trabajo granulitas básicas, y se estudiarán más detalladamente en los apartados de petrografía y en el capítulo 4.

Enclaves metapelíticos en el gabro de Monte Castelo

Los enclaves se hallan dispersos en toda la superficie de afloramiento del GMC y confirman la existencia de un evento metamórfico posterior a la intrusión gabróica en condiciones de facies

de las granulitas de media P. Son cuerpos de tamaño variable que a veces llegan a constituir megaenclaves de hasta 1 Km de longitud y varios cientos de m de potencia, orientados generalmente en dirección NW-SE y situados sobre todo hacia los bordes E y S del gabro. Presentan una foliación de alta T bien desarrollada y muestran evidencias de fusión parcial (Lámina 3.5 a) con desarrollo de leucosomas estirados paralelos a la foliación. Contienen como minerales principales granate, plagioclasa, biotita, ortopiroxeno, cordierita, sillimanita, rutilo, ilmenita y cuarzo. Frecuentemente están más deformados que los gabros circundantes, lo que indica que se han comportado como un cuerpo menos competente durante la deformación. Sobre la fábrica de alta-T, y formando un ángulo alto con ella, se desarrolla una filonitización de menor T que fractura los minerales y produce una intensa transformación de la plagioclasa y del ortopiroxeno en un agregado micáceo de grano fino, además de la cloritización del granate y la biotita. El aspecto de estos enclaves en el campo es el de un gneis de textura variable entre granolepidoblástica y granoblástica, en el que destacan numerosos granates que pueden alcanzar tamaños mayores de 1 cm. Sin embargo, hacia las zonas centrales del GMC los enclaves se encuentran menos deformados y su textura es esencialmente granoblástica. Probablemente este hecho indujo a Warnars (1967) a interpretarlos como el resultado de un metamorfismo térmico producido por la intrusión ígnea, o como resultado de diferentes reacciones de contaminación del gabro con materiales aluminicos. Las características descritas anteriormente parecen descartar estas hipótesis; por una parte, la fábrica de alta-T que presentan estos cuerpos es incompatible con un metamorfismo térmico estático y sus asociaciones minerales sugieren temperaturas no menores de unos 750 °C y presiones

intermedias. Como se ha comentado con anterioridad, las texturas y mineralogía del GMC sugieren un emplazamiento somero, probablemente en condiciones de baja presión, por lo que su intrusión difícilmente podría generar en los enclaves metasedimentarios asociaciones de presión intermedia con granate-rutilo. Por todo ello, el origen de las zonas de cizalla en facies de las granulitas de la base del GMC, así como la recrystalización de los enclaves metapelíticos hasta las mismas condiciones metamórficas, se interpreta en relación con un metamorfismo regional ligado a un enterramiento.

Las rocas basales de la unidad culminante

Por debajo del GMC y de sus cizallas granulíticas basales aparecen, como se mencionó anteriormente, lentejones de escasa entidad cartográfica que contienen asociaciones minerales que sugieren condiciones metamórficas de AP y posiblemente AT. Se han relacionado tentativamente con la unidad de AP-AT que aflora en la parte oriental del Complejo de Ordenes (unidad de Sobrado - Melide). Estos cuerpos lenticulares contienen metasedimentos que se encuentran muy retrogradados, apreciándose una intensa deformación en condiciones de facies de los esquistos verdes, por lo que sus asociaciones minerales iniciales de mayor grado están fuertemente obliteradas. Los metasedimentos están formados hasta en un 50-60 % de su volumen por granate, distena y rutilo con una matriz micácea de grano fino fuertemente cizallada. Estas asociaciones sugieren condiciones de presión más intensas que las registradas por la unidad culminante. Sin embargo, dado el mal estado de conservación de dichas paragénesis, no ha sido posible realizar una termobarometría precisa de las mismas y, por tanto, no se puede descartar que estos lentejones correspondan realmente a un nivel

más profundo de la unidad culminante, que únicamente se habría preservado en estos limitados sectores del Complejo de Ordenes. Asumiendo que los lentejones corresponden a las unidades de AP-AT, el contacto entre éstos y la unidad culminante podría correlacionarse con el despegue de Corredoiras, situado al E del Complejo de Ordenes y que separa unidades litológicas semejantes (Martínez Catalán y Arenas, 1992; Díaz García 1999b; véase el capítulo 2).

3.2.2 El contacto entre las dos láminas

Por encima del GMC, hacia el N y NE, aflora una sección de la Serie de Ordenes que presenta unas condiciones metamórficas de menor intensidad (Figs. 3.1 A y 3.1 B). El contacto entre esta lámina superior y la inferior conlleva un salto metamórfico sustractivo (desde la primera zona de la sillimanita hasta la zona del ortopiroxeno en pelitas) que sugiere la actuación de un despegue extensional. Esta zona de contacto viene marcada por la aparición de numerosos fundidos graníticos de morfología alargada y un tamaño muy variable, que pueden alcanzar más de 100 m de espesor (Fig. 3.1). Estas masas de granitoides están afectadas por la foliación regional e incluyen numerosos cuerpos restíticos metasedimentarios de la propia Serie de Ordenes. La foliación es espaciada, con una dirección que sigue el contacto entre el gabro y los metasedimentos, y presenta un buzamiento hacia el norte de entre 20-50°. Los granitoides deformados tienen un tamaño de grano entre medio y grueso, y contienen como minerales principales plagioclasa, biotita, granate, moscovita, cuarzo y clinozoisita y menores cantidades de clorita, ilmenita y circón. En las zonas con menor deformación su textura es granular, y todos los minerales son xenomorfos, excepto la biotita, mientras que en las zonas foliadas la textura es variable entre granolepidoblástica y porfidolepidoblástica. La naturaleza de los

enclaves restíticos incluidos en los granitoides indica que éstos han sido originados por la fusión de sectores de la Serie de Ordenes pertenecientes a la base de la lámina superior.

3.2.3 Lámina superior

La Serie de Ordenes

La Serie de Ordenes en este sector es una sucesión bastante monótona de paragneises cuarzoplagioclásicos de composición esencialmente grauváquica, encontrándose muy escasos niveles pelíticos. Por su composición y características estratigráficas, la Serie de Ordenes en conjunto ha sido interpretada como un depósito turbidítico generado en una cuenca bastante subsidente (Martínez Catalán *et al.*, 1996). En la región estudiada la escasez de afloramientos dificulta en cierta medida la recolección sistemática de muestras, y la composición rica en cuarzo y plagioclasa de los paragneises hace que no sean muestras especialmente adecuadas para el establecimiento de su grado metamórfico. Excepto una lámina basal, que muestra indicios de un metamorfismo ligeramente más intenso, el resto de la serie en este sector se encuentra en condiciones de la primera zona de la sillimanita. Este mineral se encuentra en su variedad fibrolita, incluido en grandes blastos de moscovita, y aunque es escaso, aparece en todos los niveles estudiados, desde la parte basal de la lámina superior hasta las proximidades del contacto con la granodiorita de La Coruña. El granate es abundante, y es frecuente su transformación en biotita y clorita. Conforme se avanza hacia el sur se observa como una fuerte deformación en facies de los esquistos verdes se superpone a la foliación gneílica inicial, produciendo una intensa retrogradación. En las proximidades del GMC se encuentran frecuentes niveles de milonitas

con clorita y moscovita, que conservan relictos de granate en su interior. En los niveles próximos al contacto con la ofiolita se encuentran gneises con gran cantidad de moscovita reemplazando a sillimanita y sin moscovita primaria, lo que sugiere condiciones metamórficas más elevadas que en el resto de la serie.

La serie metasedimentaria aparece replegada por pliegues tardíos de plano axial subvertical, con ejes de dirección aproximada N-S e inmersión N. Estos corresponden a los pliegues de fase 3 varisca que afectan a todo el Complejo de Ordenes.

Los gabros son abundantes en la parte basal de la lámina superior y los más importantes son los macizos de Barrañán y de Oza (Fig. 3.1); los demás son cuerpos sin entidad cartográfica. Suelen preservar la textura ígnea original, aunque los minerales primarios están transformados en anfíboles incoloros o de tonalidad verde claro. En los bordes aparecen frecuentemente transformados en anfibolitas de grano fino. A estos cuerpos gabríticos se asocian en ocasiones ortogneises, que en este sector son escasos y se limitan a bandas con un máximo de unos 250 m de potencia. Son de composición granodiorítica y cuando no están deformados tienen *textura porfídica*, con megacristales de plagioclasa y feldespato potásico de hasta varios centímetros y cuarzo, biotita, moscovita y granate, además de ilmenita, esfena y circón como accesorios. En general están fuertemente deformados y presentan texturas de tipo augengneis.

Además de los tipos litológicos mencionados, en las proximidades de los gabros de Oza y Barrañán y probablemente en relación con ellos, se encuentran pequeños afloramientos de anfibolitas pobres en calcio, que desarrollan unas asociaciones metamórficas peculiares

formadas principalmente por granate, cordierita, antofilita, cummingtonita, sillimanita, estauroilita, biotita, clorita e ilmenita. El origen de este tipo de anfibolitas no está claramente establecido y existen varias hipótesis al respecto (véase p.e. Spear, 1993).

Previamente a este trabajo no existían datos isotópicos de la edad de los gabros de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Éstos datos sí existían en los ortogneises, que fueron datados por Kuijper (1979) al E de la unidad culminante, fuera de la zona de estudio, obteniendo edades U-Pb en circones en el rango 480-460 Ma para el ortogneis de Corredoiras. Dallmeyer y Tucker (1993) obtuvieron una edad un poco más antigua (496 Ma, U-Pb en circones) para el ortogneis de Lagoa, situado en una posición tectonoestratigráfica equivalente en el Complejo de Morais. Las fábricas principales y los eventos metamórficos de alto grado no habían sido datados, y sólo existían datos sobre la edad de fábricas miloníticas de grado medio-bajo en los ortogneises, tanto de Corredoiras (Dallmeyer *et al.*, 1997, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas) como de Lagoa (Dallmeyer *et al.*, 1991, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovitas). Estas edades indican la existencia de actividad tectonometamórfica varisca (alrededor de 375 Ma) en facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas.

3.3 Edad del despegue extensional que separa las dos láminas

El metamorfismo de alto grado que afecta a la lámina inferior de la Serie de Ordenes, así como el metamorfismo de grado medio de la lámina superior han sido datados mediante el método U-Pb en circones y monacitas (véase el capítulo 6, y Abati *et al.*, 1999), resultando una edad próxima al límite Cámbrico-Ordovícico. El carácter barroviense de este metamorfismo sugiere la existencia de un evento compresivo

de esta edad, que es además ligeramente posterior a una intensa actividad magmática bimodal (Abati *et al.*, 1999). Por tanto, una de las aportaciones que se consideran más importantes de este trabajo es el establecimiento de la existencia de un ciclo orogénico pre-varisco en la unidad culminante, con lo que resulta una evolución bicíclica (véanse los capítulos 6 y 7). Como consecuencia de ello, surge la dificultad de distinguir la edad de las estructuras principales y de las paragénesis metamórficas, y de demostrar a que ciclo pertenecen. El despegue que separa las dos láminas de la unidad culminante representa un adelgazamiento cortical, pero puede discutirse si se originó durante el ciclo ordovícico o durante el ciclo varisco. Vamos a considerar ambos casos y a discutir ambas posibilidades.

Una característica fundamental de los despegues extensionales de cierta entidad es que producen la aproximación de niveles corticales de diferentes profundidades, con el resultado de la exhumación de rocas corticales profundas que suelen aflorar en forma de complejos plutono-metamórficos con morfología frecuentemente domática (Lister *et al.*, 1984; Davis, 1987; Escuder *et al.*, 1994). Los procesos extensionales son un mecanismo que se produce como respuesta a un fuerte engrosamiento cortical, y permiten un rápido retorno al espesor de equilibrio de la corteza. La expresión geológica de accidentes de este tipo es compleja, y su desarrollo ha sido modelizado en regiones como la denominada "basin and range" del W de Norteamérica (Davis, 1980; Wernicke, 1981; Hodges *et al.*, 1987; Lister y Davis, 1989, entre otros). De manera esquemática, puede considerarse que los llamados "metamorphic core complexes" comienzan como un despegue normal de bajo ángulo que hacia dominios corticales profundos se transforma en una zona de cizalla dúctil de potencia considerable. La

forma de domo surge como consecuencia del reajuste isostático del bloque de muro, que tiende a compensar la liberación de material producida más arriba por la actuación del despegue extensional. Durante el proceso de exhumación, las condiciones profundas iniciales dan paso a cizallas cada vez más someras, que pueden llegar a cortar a las cizallas dúctiles anteriores como consecuencia del abombamiento del bloque de muro ("doming"), que pliega a los accidentes iniciales y favorece nuevas fallas con orientación diferente (Davis, 1980).

Una consecuencia térmica importante de la yuxtaposición de dos niveles corticales de diferentes profundidades es la transmisión de calor desde los niveles profundos hacia los someros, lo que puede dar lugar a la fusión parcial en la zona de contacto. Por lo tanto, un despegue extensional importante afectando a niveles profundos de la corteza se caracterizará por la yuxtaposición de dos conjuntos metamórficos de condiciones contrastadas. La superficie de contacto es una zona de cizalla con fuerte deformación dúctil, en la que se produce una intensa condensación de isogradas metamórficas o la ausencia de una o varias zonas minerales. La presencia de masas graníticas fundidas en la zona de contacto entre las láminas superior e inferior puede interpretarse de acuerdo con los modelos existentes para la actuación de accidentes extensionales, y por ello podrían estar originados por un aporte de calor en la base del bloque de techo durante la actuación del cizallamiento.

Reinhardt y Kleemann (1994) proponen un modelo de exhumación mediante un despegue extensional de un macizo granulítico en la cadena varisca centroeuropea. En él sugieren tres fuentes de calor principales que pueden producir metamorfismo de alto grado y anatexia en la

base del bloque de techo: 1) transmisión de calor desde el bloque de muro hacia el de techo en el transcurso del cizallamiento, al producirse la aproximación de sectores con temperaturas cada vez más contrastadas; 2) calor de fricción; 3) intrusiones emplazadas en niveles más profundos, que podrían contribuir al incremento del gradiente térmico.

Por lo tanto, considerando en nuestro caso como primera hipótesis que el despegue sea ordovícico, la actividad tectónica extensional evidenciada por el despegue que separa las dos láminas podría estar en relación con la exhumación posterior al primer engrosamiento cortical. La edad de la extensión, si se asume que los granitoides que afloran al norte del GMC son consecuencia de una fusión provocada por ella, es idéntica a la edad del evento compresivo, de acuerdo con la edad U-Pb de circones separados de los granitoides (Abati *et al.*, 1999). Esto significaría que la diferencia temporal entre ambos eventos está por debajo del límite de resolución del método de datación, e implicaría un ciclo enterramiento-exhumación muy rápido.

Al N y al E del GMC existe una zona de deformación en condiciones de facies de los esquistos verdes. Es relativamente ancha, afectando aproximadamente a la mitad meridional de la Serie de Ordenes en el sector estudiado, y en las partes cercanas al GMC son frecuentes los niveles miloníticos. Esta deformación podría estar en relación con la actividad tectonothermal ordovícica, y representaría la evolución del despegue extensional desde niveles corticales profundos hasta zonas cada vez más someras, con lo que el cizallamiento continuaría a menores temperaturas para finalizar su actividad en condiciones de facies de los esquistos verdes.

No obstante, aunque este despegue aparece cortado cartográficamente por la foliación de la

ofiolita de Bazar-Carballo, y por lo tanto es probable que sea anterior a 390 Ma, con los datos de los que se dispone actualmente no puede demostrarse que sea ordovícico. Para ello sería necesario que existiese una foliación de alto grado en el contacto entre ambas láminas, unido a un calentamiento isobárico del bloque de techo. Pero la zona de mayor deformación puede no corresponder al contacto actual entre las láminas, que podría estar retocado por procesos posteriores. Los granitoides generados en la zona de cizalla pudieron tener una foliación de alta-T formada por los porfidoblastos de granate, plagioclasa y biotita, pero actualmente se encuentran filonitizados por una fábrica débil de menor T. Además, es característico de los despegues extensionales que cizallas más tardías y de menor grado corten a las iniciales de alta-T, con lo que estas últimas pueden ser difíciles de identificar. Por otra parte, los metasedimentos de la Serie de Ordenes en este sector no son muy apropiados para realizar estimaciones termobarométricas, y además el contraste térmico pudo no ser lo suficientemente elevado como para inducir un fuerte calentamiento isobárico.

Otra posibilidad que demostraría esta hipótesis sería encontrar alguna estructura asignable al enterramiento varisco superponiéndose al despegue extensional. Tal estructura no se ha identificado en la zona de estudio; no obstante, en el sector oriental de la unidad culminante si se ha localizado un despegue extensional de probable edad ordovícica. González Cuadra *et al.* (1999) describen un accidente extensional que pone en contacto metasedimentos de la zona del granate, encima, con ortogneises de alto grado, debajo, ambos con un metamorfismo de edad Ordovícico Inferior (Abati *et al.*, 1999). Tanto los ortogneises como el despegue citado están cortados por zonas de cizalla progradadas que

alcanzan la zona de la estaurolita en un gradiente barroviense. Con toda probabilidad, dichas zonas de cizalla progradadas representan el enterramiento varisco y cortan a un accidente extensional previo, que por ello es considerado ordovícico. Posteriormente, un nuevo evento descompresivo viene definido por la actuación del despegue de Corredoiras (Martínez Catalán y Arenas, 1992; Martínez Catalán *et al.* 1996; Díaz García *et al.*, 1999) que separa el ortogneis del mismo nombre de la unidad de AP-AT de Sobrado (Figs. 2.1 y 2.5). La milonitización en facies de las anfibolitas producida por este despegue ha sido datada en 375 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Dallmeyer *et al.*, 1997). Como puede inferirse de todo lo anterior, la evolución tectonotermal propuesta supone la existencia de dos ciclos completos de enterramiento-exhumación. La historia poliorogénica de esta región quedaría, por tanto, definida por un primer ciclo de edad Ordovícico Inferior y un segundo ciclo que comenzaría hacia el Devónico Inferior.

En cualquier caso, tampoco puede descartarse que el despegue sea varisco. Los granitoides asociados al contacto entre las dos láminas podrían no estar relacionados con la actividad extensional, y entonces serían consecuencia de una fusión parcial durante el pico metamórfico, que podría haberse producido "in situ" o en niveles algo más bajos y haberse emplazado en su situación actual. La intensa filonitización de los paragneises de la lámina superior en las cercanías del contacto con el GMC probablemente representa la transición de la deformación extensional hacia niveles más superficiales. Esta fábrica parece no estar afectada por otras posteriores, aunque sí lo está por pliegues levantados de fase 3, lo que sugiere un origen varisco. Indicadores cinemáticos en las filonitas y en los granitoides señalan movimiento del bloque de techo hacia el S-SW (véase sección 3.4). Existe la posibilidad de que esta filonitización corresponda a una rama del

despegue de Corredoiras. Si las rocas basales de la unidad culminante representan una unidad más profunda que la propia lámina inferior representada por el GMC, esta lámina granulítica correspondería a una lente limitada por dos ramas de un despegue, constituyendo así un "horse" extensional que sería el único testigo preservado de un nivel cortical situado originariamente entre las rocas de la zona de la sillimanita 1 de la Serie de Ordenes y las rocas más profundas de las unidades de AP-AT.

3.4 Cinemática de las fábricas de bajo grado (facies de los esquistos verdes)

En este apartado se realiza una descripción de las fábricas y se analiza la cinemática de las zonas de cizalla que aparecen en las proximidades del contacto entre las dos láminas con diferente grado metamórfico distinguidas en la unidad culminante.

La foliación se desarrolla más en los metasedimentos que en los cuerpos de gabros, por lo que nos referiremos a los primeros. En el campo se observa una foliación apretada y penetrativa, de aspecto milonítico, marcada principalmente por clorita, moscovita y biotita, que produce la retrogradación del granate y una reducción del tamaño de grano del paragneis original. La dirección de esta foliación sigue aproximadamente el contacto entre el GMC y la Serie de Ordenes (Fig. 3.1 A). Al norte del GMC está ligeramente inclinada hacia el N y presenta una marcada lineación de estiramiento con dirección variable entre N340E y N35E. Esta fábrica es la única y última que se observa en estas rocas, y únicamente se ve afectada por pliegues más o menos apretados y de plano axial subvertical, correspondientes a la fase 3 varisca. En los granitoides se produjo una filonitización y recristalización parcial, aunque la fábrica es menos intensa y penetrativa que

LAMINA 3.1

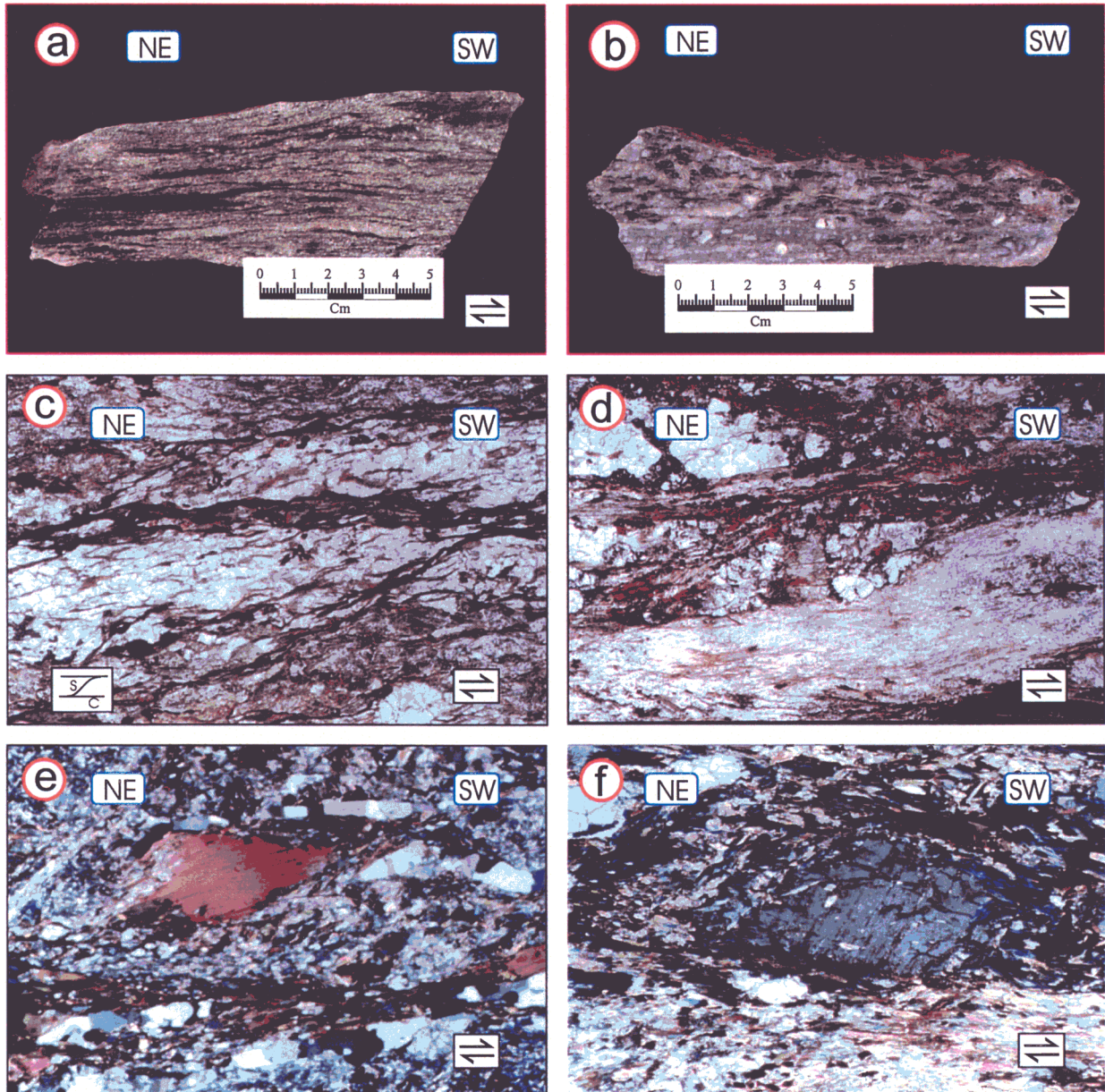


Lámina 3.1. Los criterios cinemáticos que pueden observarse en la zona de contacto entre las dos láminas de la unidad culminante indican movimiento del bloque de techo hacia el S. a) Muestra de mano de un paragneis de la Serie de Ordenes filonitizado, b) Muestra de mano de los granitoides que afloran en el contacto entre las dos láminas, c) micas orientadas en planos S-C que indican un movimiento dextro (paragneises filonitizados), d) porfidoblasto de plagioclasa con una fractura rellena de clorita (paragneises filonitizados), e) biotita con forma de "pez de mica", indicando desplazamiento del techo hacia el SW (granitoides), f) porfidoblasto de plagioclasa formando un sigmoide dextro (granitoides).

en los metasedimentos. En los afloramientos pueden observarse criterios cinemáticos que indican desplazamiento del bloque de techo hacia el S-SW. Este sentido se mantiene consistente entre distintos afloramientos y distintas litologías (metasedimentos y granitoides), tanto al N como al S del GMC. Los criterios visibles son sigmoides con colas escalonadas y micro-boudins asimétricos en venas y granos de cuarzo en los metasedimentos, y porfidoclastos oblicuos a la foliación principal y micas en forma de pez en los granitoides (Lámina 3.1 a y b). Para confirmar las observaciones de campo se han tomado muestras orientadas de los paragneises y de los granitoides en distintos afloramientos cercanos al contacto entre las dos láminas. Las muestras se han cortado en secciones normales a la foliación y paralelas a la lineación de estiramiento.

3.4.1 Microestructuras en los paragneises filonitizados

La foliación principal consiste en planos paralelos, continuos y ligeramente anastomosados. Las microestructuras observadas que pueden indicar sentido de movimiento son: (1) bandas de cizalla (planos S) oblicuas a los planos C, que forman ángulos menores de 45° con ellos; son poco penetrativas, discontinuas y marcadas por cristales de clorita, moscovita y biotita, constituyendo estructuras tipo S-C (Lámina 3.1 c); (2) porfidoclastos con colas asimétricas, a veces fracturados y rellenos por fibras de clorita (Lámina 3.1 d); (3) sigmoides con colas asimétricas formados por cristales o agregados de cristales (Lámina 3.1 a).

El cuarzo muestra numerosas evidencias de recristalización y, a veces, forma foliaciones oblicuas. Todas las estructuras descritas dan sentidos de movimiento consistentes, de techo hacia el S-SW.

3.4.2 Microestructuras en los granitoides filonitizados

Los granitoides tienen una deformación intensa, pero no llegan a ser milonitas. Las microestructuras principales son: (1) micas en forma de pez, con colas asimétricas (Lámina 3.1 e), y porfidoclastos de tipo σ poco desarrollados (Lámina 3.1 f); (2) foliaciones oblicuas, constituidas por cristales alargados de cuarzo, que forman un ángulo de unos 45° respecto a la foliación principal; (3) porfidoclastos de cuarzo, con dominios de diferente orientación en su interior (subgranos rotados), también oblicuos a los planos de cizalla. En los bordes de porfidoclastos grandes (granate, biotita), el cuarzo puede formar "ribbons" con cristales intensamente alargados. Todas las microestructuras indican movimientos del bloque de techo al S-SW.

3.5 Petrografía

En este apartado se abordará el estudio petrográfico de las litologías que se consideran más relevantes para establecer la evolución tectonotermal del sector occidental de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. También se tratarán de modo introductorio los aspectos macro y mesoscópicos de cada una de las litologías, tales como las características observables en los afloramientos. Se ha tratado de obtener un muestreo litológico representativo del área de estudio, y se han examinado alrededor de 400 - 500 secciones delgadas, de entre las cuales se han seleccionado las más apropiadas para realizar análisis químicos de sus minerales, en función de sus asociaciones y de su estado de retrogradación y alteración. En total se han analizado 24 muestras (véase el capítulo 4).

3.5.1 Granulitas en cizallas en la base del gabro de Monte Castelo (granulitas básicas)

Estas litologías muestran una estructura planar definida principalmente por la orientación dimensional de piroxenos y plagioclasas, así como en ocasiones por la alternancia de bandas ricas en granate y bandas ricas en minerales félsicos (Lámina 3.3). Las zonas de cizalla en facies de las granulitas buzan entre 20 y 45° al este, y afloran según una franja discontinua y de espesor variable en la parte basal del GMC. Sobre el afloramiento suelen mostrar una superficie clara de alteración en la que resaltan los granates y los minerales máficos, lo que permite apreciar bien la fábrica de alta-T. En superficies frescas de fractura el color es oscuro y no resaltan tanto los porfidoblastos. Las localidades donde se encuentran las paragénesis granulíticas completas son escasas, pues en muchas ocasiones estas

metabasitas están retrogradadas a anfibolitas. En un mismo afloramiento y en pocos metros de sección, puede producirse una transición gradual desde granulitas con fábrica planar de alta-T hasta anfibolitas granatíferas, lo que va siempre acompañado de la presencia de una foliación más apretada y de menor temperatura. Este hecho debe explicarse en relación con la continuación del cizallamiento a menores temperaturas, así como con la disponibilidad de fluidos durante la retrogradación. Estas granulitas se encuentran especialmente bien preservadas, por ejemplo, en la carretera que une las localidades de Bazar y O Empalme, muy cerca del contacto entre el GMC y la unidad ofiolítica (Fig. 3.1 A), así como en diversos afloramientos situados más al norte.

La foliación desarrollada en condiciones granulíticas no puede apreciarse bien a escala microscópica, ya que el bandeado que presentan estas rocas es bastante espaciado y sólo se hace patente en muestra de mano o en

LÁMINA 3.2



Lámina 3.2. a) Aspecto de campo del gabro de Monte Castelo, donde se aprecia su textura más habitual, intergranular a subofítica. b) Microfotografía del mismo gabro, mostrando una textura subofítica en la que cristales de ortopiroxeno incluyen plagioclasas prismáticas desorientadas y olivinos redondeados. c) Granulita básica desarrollada en las zonas de cizalla de alta-T de la base del macizo de Monte Castelo. Se aprecia el crecimiento de numerosos granates que engloban a los minerales de la matriz.

el campo. Su textura es bastante homogénea, y generalmente granonematoblástica (Láminas 3.2 c y 3.4 a, b, y c), con un tamaño de grano entre fino y medio. Los granates son los minerales de mayor tamaño, seguidos por las plagioclasas. Los minerales que en ciertas muestras pueden encontrarse claramente en equilibrio textural (con contactos mutuos netos y rectos) son: granate, ortopiroxeno, plagioclase, cuarzo y biotita. En menor proporción se encuentran hornblenda e ilmenita, y como accesorios rutilo, esfena, clinozoisita, clorita, epidota y circón. la proporción modal de minerales mayoritarios es, en orden decreciente, plagioclase, ortopiroxeno, granate, biotita e ilmenita.

- El **granate** alcanza hasta unos 4-5 mm de diámetro, es relativamente abundante y de hábito muy variable. Generalmente es subidiomorfo y con una cierta tendencia a ser subredondeado, aunque también son frecuentes los tipos idiomorfos (Lámina 3.3 d, e, y f) y más escasos los xenomorfos. Es de color rosado, de aspecto limpio y con frecuentes microinclusiones, pudiendo llegar a ser poiquiloblástico. Las inclusiones dominantes son de ilmenita, ortopiroxeno y plagioclase (es decir, el resto de los minerales habituales en la matriz); a veces también se encuentra rutilo, que cuando aparece es siempre en lugares cercanos al borde del granate. Sus contactos con el resto de los minerales son generalmente netos, aunque a veces los ejemplares más xenomorfos muestran bordes reabsorbidos, con los huecos dejados por este proceso ocupados por cuarzo, que puede llegar a formar coronas incipientes. Es posible observar distintas etapas en el crecimiento del granate. Por una parte, existen ejemplos en los que el crecimiento parece iniciarse a partir de diversos núcleos que forman coronas situadas en los contactos biotita-plagioclase, ortopiroxeno-plagioclase e ilmenita-plagioclase (Lámina 3.4 d). El desarrollo posterior de estas coronas incluye la coalescencia de diversos cristales, en un proceso que lleva a constituir finalmente granates individualizados. Más

frecuentemente los granates parecen crecer a partir de un único núcleo que va englobando a los demás minerales. Como conclusión puede afirmarse que los granates se encuentran en equilibrio textural con el ortopiroxeno, la plagioclase y la biotita, y que el rutilo, cuando aparece, suele encontrarse en las zonas de borde del granate, además de en la matriz (Lámina 3.4 c).

- El **ortopiroxeno** es también abundante, alcanza hasta 3 mm de longitud y forma cristales dispuestos en mosaicos junto con plagioclase, cuarzo y granate, y menos frecuentemente cristales tabulares subidiomorfos. Es de color gris o rosado, ligeramente pleocrómico, y presenta inclusiones escasas de plagioclase e ilmenita, estas últimas con formas tabulares alargadas orientadas en la dirección de la exfoliación. Muchas veces los bordes de los cristales de ortopiroxeno están transformados en anfíbol, primero de color marrón, que a su vez se transforma en anfíbol verde claro.

- La **plagioclase** es el mineral más abundante. Constituye agregados orientados con cristales de tamaño máximo en torno a 1 mm. El cuarzo es menos abundante que la plagioclase, y localmente contribuye al desarrollo de mosaicos granoblásticos con el resto de los minerales. En ocasiones forma coronas de pequeños cristales alrededor del granate (Lámina 3.3 f).

- Las **biotitas** constituyen cristales tabulares de hasta 3 mm de longitud, con un fuerte pleocroismo marrón oscuro a rojizo, que sugiere un elevado contenido en titanio. Sus contactos con el resto de los minerales son netos, lo que unido a su alto contenido en titanio, característico de las biotitas de alto grado, indica que deben estar en equilibrio con la paragénesis granulítica inicial. Existen nuevas generaciones de biotitas algo menos coloreadas, que forman texturas simplectíticas con cuarzo.

LAMINA 3.3

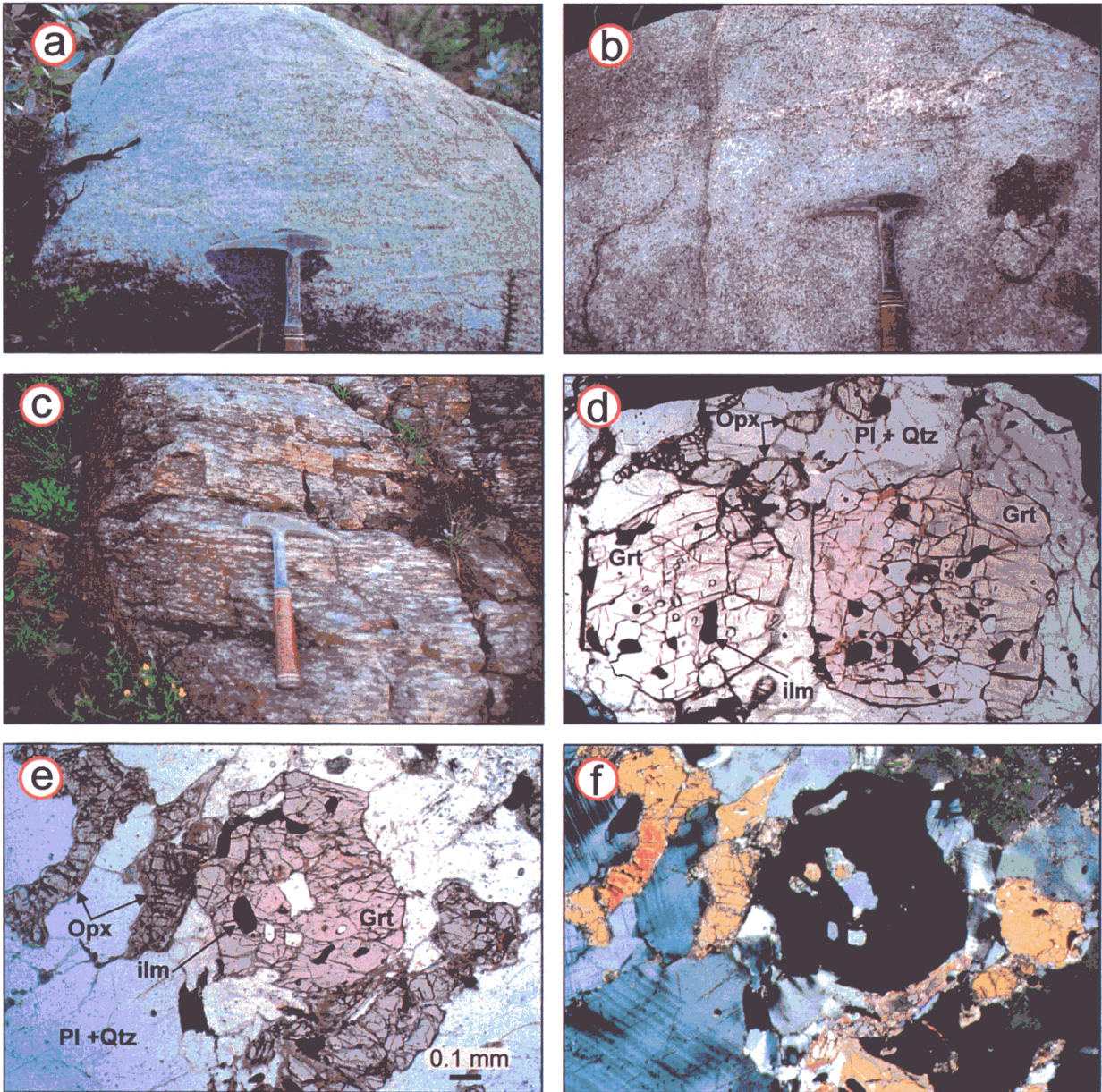


Lámina 3.3. a), b) Aspecto de las zonas de cizalla en facies de las granulitas que afectan a la zona basal del gabro de Monte Castelo, en las que puede observarse la fábrica marcada por la orientación de piroxenos y plagioclasas y la alternancia de bandas con mayor proporción de granate frente a otras donde es más escaso. c) Las mismas zonas de cizalla parcialmente transformadas en anfibolitas granatíferas, que suelen mostrar una foliación más apretada; d), e), f) Microfotografías en las que se muestra la asociación mineral principal de estas granulitas, formada por granate, plagioclasa y ortopiroxeno dispuestos según una textura granonematoblástica.

LAMINA 3.4

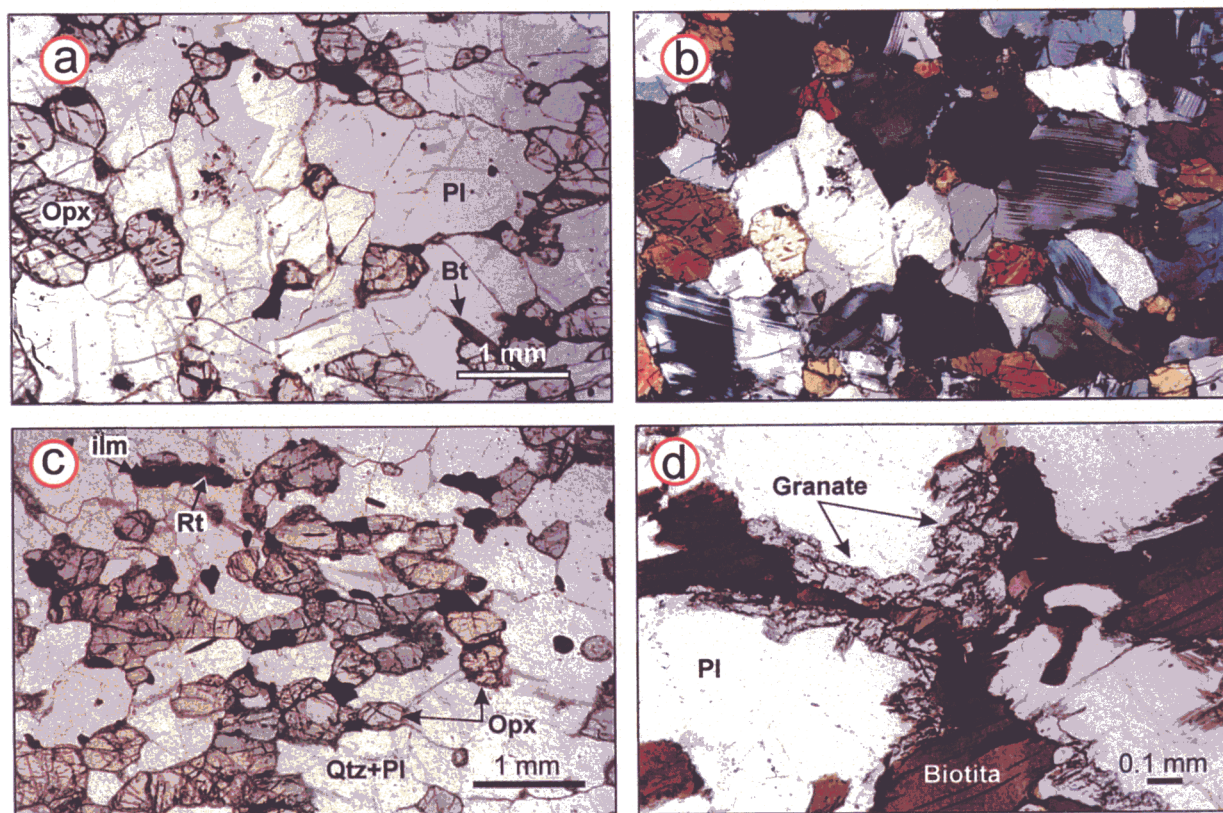


Lámina 3.4. Microfotografías de las granulitas básicas. a), b) Muestra en la que se aprecia una textura granoblástica formada por granate, plagioclasa, ortopiroxeno, biotita e ilmenita, muy habitual en estas rocas. Esta textura es claramente diferente de la textura del GMC cuando no está recrystalizado, que generalmente varía entre intergranular y ofítica. c) Textura granonematoblástica, que es la más frecuente en esta litología, donde se aprecia la formación de ilmenita a partir de rutilo en la matriz, lo que sugiere que al menos parte de la ilmenita actualmente presente proviene de rutilo. d) Coronas de granate alrededor de biotita.

- La **hornblenda** marrón forma finas coronas alrededor de ilmenita y ortopiroxeno, por lo que su origen debe ser más tardío y estar relacionado con la retrogradación. Es sustituida progresivamente por hornblenda verde y, en las muestras más retrogradadas, todos los ortopiroxenos son sustituidos por anfíboles.

- El **óxido de Fe-Ti** más abundante es ilmenita, que se encuentra tanto en la matriz como incluido en granate y ortopiroxeno. Parte de la ilmenita de la matriz parece provenir de rutilo, como lo muestran las inclusiones del segundo mineral en el primero (Lámina 3.4c).

- Finalmente, en venas tardías y en muestras anfíbolizadas aparecen **esfena**, **epidota**, **clinozoisita**, **clorita** y **albita**, indicando una retrogradación a facies de los esquistos verdes.

Una característica destacable de estas granulitas máficas es la ausencia de clinopiroxeno, puesto que es un mineral típico en metabasitas que aparece a partir de la zona de transición entre la facies de las anfíbolitas y la facies de las granulitas. Durante el metamorfismo progrado de una litología de composición basáltica s.s., el clinopiroxeno aparece a partir de la parte superior de la facies de las anfíbolitas, en

cualquier rango de presiones (Spear, 1981). La asociación clinopiroxeno-ortopiroxeno es muy frecuente en la mayor parte de las granulitas en gradientes de presión intermedia, pero éste último deja de ser estable en gradientes de alta presión. La presencia de asociaciones sin clinopiroxeno en metabasitas pertenecientes a la facies de las granulitas sólo es posible para composiciones del protolito con una relación $Fe/(Fe+Mg)$ relativamente elevada y moderadamente pobres en calcio. Por ello, la presencia de paragénesis de este tipo (sin clinopiroxeno) en metabasitas sugiere que ha debido producirse algún tipo de modificación de la composición ígnea original durante o de forma previa al metamorfismo. En la Fig. 3.2 se muestra un diagrama tetraédrico con las asociaciones minerales posibles para metabasitas de facies de las granulitas de P intermedia. Puede apreciarse que el contenido en Fe y en Ca tienen un papel importante en la estabilidad de las distintas fases minerales, de manera que para ciertas composiciones del protolito con contenidos moderados en calcio y ricas en Fe es posible la existencia de paragénesis estables con granate + plagioclasa + ortopiroxeno y ausencia de clinopiroxeno. Como se ha mencionado con anterioridad, el GMC indeformado presenta una composición basáltica típica (Díaz García, 1990; Andonaegui *et al.*, 1999), por lo que una explicación plausible para la ausencia de clinopiroxeno es que se haya producido una variación local de la composición inicial en las zonas de cizalla desarrolladas en condiciones granulíticas, implicando un proceso metamórfico no totalmente isoquímico. Un importante empobrecimiento en Ca se produce en los contactos de los gabros de Oza y Barrañán con la Serie de Ordenes, donde aparecen varios afloramientos de anfibolitas pobres en calcio, aunque no se ha podido demostrar su relación con zonas de cizalla. Sin embargo, más al S, ya fuera de la zona de estudio, se han reconocido zonas de cizalla en anfibolitas intercaladas en

la Serie de Ordenes que producen la transformación de las metabasitas originales en anfibolitas pobres en calcio (Castiñeiras, en prep.). Todo ello sugiere por tanto que estas granulitas han experimentado una pérdida significativa de Ca (posiblemente acompañada de modificaciones en la relación $Fe/(Fe+Mg)$) durante la deformación y el metamorfismo, lo que explicaría la ausencia de clinopiroxeno en la asociación mineral granulítica.

3.5.2 Enclaves metasedimentarios en el gabro de Monte Castelo (granulitas metapelíticas)

Estas litologías aparecen como enclaves alargados de tamaño muy variable en el GMC, alcanzando una longitud máxima cercana a los 1000 m y una potencia de varios centenares de metros. Son más abundantes hacia la parte basal del macizo gabróico, aunque también se encuentran dispersos en su interior. Su aspecto es característico, originando a veces relieves que forman crestas alargadas en la dirección de la foliación. Cuando están frescas son de color gris oscuro, de aspecto masivo, destacando en su superficie numerosos granates que llegan a alcanzar tamaños mayores de 1 cm (Lámina 3.5 a). En el campo es generalmente apreciable una foliación gneílica formada por dominios más ricos en cuarzo y feldespato que alternan con dominios más ricos en máficos, aunque el granate está presente en ambos dominios (Lámina 3.5 a). En algunos sectores la foliación es menos marcada, especialmente en la zona interior del gabro, presentando entonces estas granulitas una textura esencialmente granoblástica. En muchos afloramientos los enclaves se encuentran fuertemente retrogradados, y muestran un aspecto más homogéneo debido a la presencia de una matriz micácea de grano fino y al color más oscuro que adquieren los porfiroblastos de granate reemplazados.

LAMINA 3.5

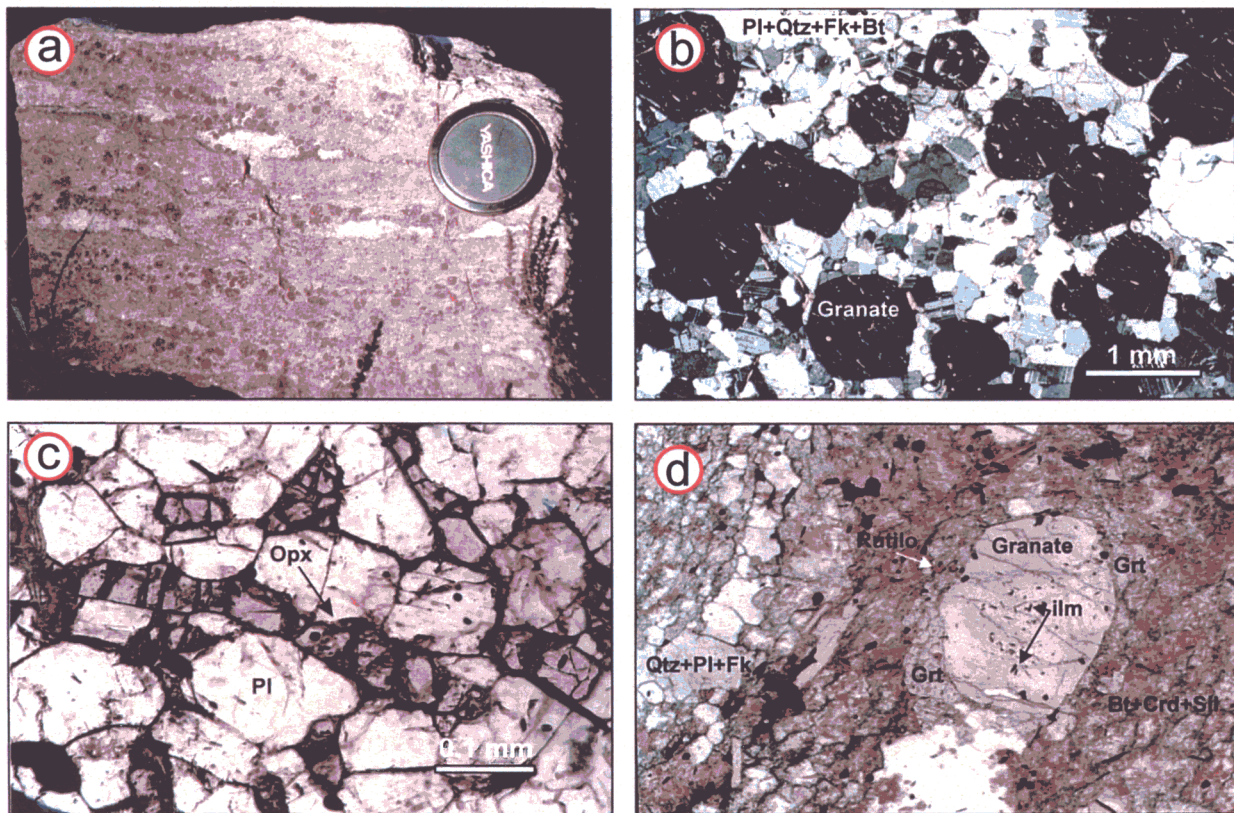


Lámina 3.5. Granulitas metapelíticas. a) Muestra de mano representativa de las granulitas, en la que se puede observar la fábrica gneílica que las caracteriza en las zonas cercanas a los límites del GMC. La presencia de leucosomas de composición granítica indica un cierto grado de fusión parcial. También se aprecia la presencia de abundantes granates de tamaño medio a grueso. b) Microfotografía en la que se aprecia una textura granoblástica formada por mosaicos de cuarzo, plagioclasa y ortosa y porfidoblastos de granate idiomorfos. c) Ortopiroxenos prismáticos en una matriz granoblástica. d) Porfidoblasto de granate con una textura típica de estas granulitas metasedimentarias, constituida por un cristal idiomorfo con inclusiones de ilmenita y un borde xenomorfo con inclusiones de rutilo.

La paragénesis más antigua que se observa está formada por granate, ortopiroxeno, biotita, cordierita, plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, sillimanita, rutilo y hercinita, dispuestos en una textura variable entre granoblástica y granolepidoblástica (Láminas 3.5 y 3.6). La presencia de ortopiroxeno en metapelitas indica unas condiciones metamórficas extremas, probablemente por encima de 800 °C (Harley, 1989), y su asociación con granate y rutilo sugiere presiones al menos intermedias. El ortopiroxeno sólo se encuentra en las muestras más frescas y que apenas presentan retrogradación.

- El **granate** es muy abundante, con un tamaño de grano variable entre 0.5 mm y más de 1

cm y con tendencia a ser idiomorfo (Lámina 3.5 b), aunque pueden encontrarse ejemplares subidiomorfos y xenomorfos de aspecto redondeado. Suele presentar contactos netos con los demás minerales de la asociación granulítica y un número moderado de inclusiones, mayoritariamente de ilmenita y biotita, y en menor medida del resto de los minerales de la matriz. La ilmenita suele situarse en las zonas centrales e intermedias del granate y es frecuentemente sustituida por rutilo en los bordes del mineral. El rutilo también se encuentra en la matriz y en muchas ocasiones en contacto con granate. En algunas muestras se han distinguido dos generaciones o pulsos en el crecimiento del

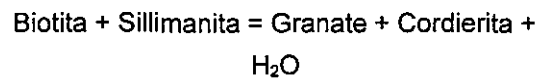
granate. Una primera generación se caracteriza por el crecimiento de granates idiomorfos que suele incluir ilmenita como mineral titanado. Una segunda generación aparece como un borde de recrecimiento alrededor de los granates anteriores, e incluye abundantes rutilos, de forma que en algunos cristales es posible distinguir un núcleo idiomorfo rodeado por un nuevo crecimiento con una tendencia más alotriomorfa (Láminas 3.5 d y 3.6 a y b; Fig. 4.5). Esta disposición textural es bastante común, y ha podido observarse en la mayor parte de las muestras que conservan rutilo. Este hecho indica claramente que la asociación de rutilo y granate sólo es estable a partir del crecimiento del borde (que en ocasiones no es idiomorfo) de los granates.

- El **ortopiroxeno** aparece principalmente como prismas alargados subidiomorfos de color gris variable hasta ligeramente rosado, con un tamaño inferior al milímetro y con contactos netos con el granate y los minerales cuarzofeldespáticos (Lámina 3.5 c). Típicamente aparece reemplazado por un agregado micáceo microcristalino.

- La **plagioclasa, ortosa, cuarzo y cordierita** suelen formar mosaicos granoblásticos (Láminas 3.5 b y 3.6 d) en combinación con cristales más alargados de ortopiroxeno y biotita, que son los que definen la foliación. La plagioclasa es el más abundante de los minerales claros, y en algunas muestras es el único feldespato presente. Sin embargo, cuando existe ortosa, ésta es relativamente abundante y muestra contactos netos con el granate, la plagioclasa, el ortopiroxeno y la biotita. El cuarzo se encuentra en todas las muestras y su textura es habitualmente granoblástica.

- La **cordierita** también aparece en una apreciable proporción modal y resulta

generalmente un mineral primario que participa en los mosaicos granoblásticos. Forma una textura típica, que en algunas muestras puede ocupar gran parte de la matriz, consistente en la inclusión de pequeñas agujas de sillimanita que se disponen con una cierta orientación en el interior de cada cristal de cordierita, pero que no se mantiene entre los distintos cristales (Lámina 3.6 e). También incluye cristales esqueléticos de biotita. Esta textura indica que la cordierita se ha formado a partir de una reacción del tipo:



Esta reacción es el mecanismo habitual por el que se forma la cordierita en rocas de alto grado (Spear, 1993).

- La **biotita** se presenta en cristales tabulares subidiomorfos, con un pleocroismo marrón oscuro a rojizo. Los contactos con granate y ortopiroxeno suelen ser netos. También aparecen tipos simplectíticos, más tardíos, asociándose entonces con cuarzo. Los cristales tan intensamente coloreados sugieren altos contenidos en Ti, como es característico en biotitas de alto grado.

- Como accesorios se encuentran **rutilo**, que aparece tanto en la matriz como incluido en granate, **hercinita**, **ilmenita**, **circón** y **monacita**.

En estas rocas es frecuente encontrar texturas que indican equilibrio (principalmente granoblásticas), pero también se observan numerosas texturas reaccionales, como las mencionadas anteriormente. Otra textura característica es la que se desarrolla a partir de la espinela (hercinita), muchas veces rodeada de coronas de cordierita y sillimanita (Lámina 3.6 f),

LAMINA 3.6

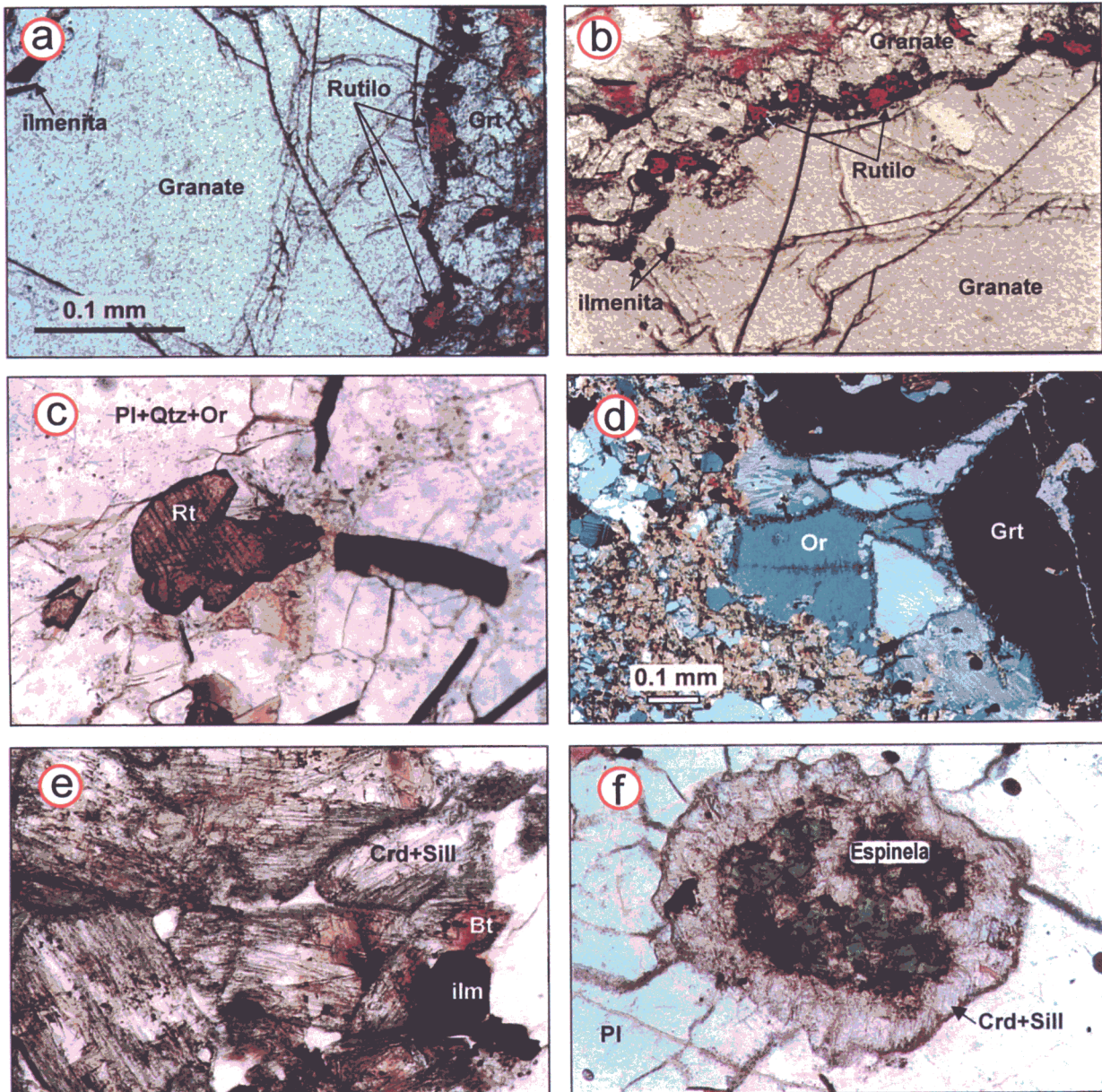


Lámina 3.6. Microfotografías de las granulitas metapelíticas. a), b) Detalles de granates en los que puede observarse una zona interna donde las inclusiones son de ilmenita y un borde donde éstas son mayoritariamente de rutilo, existiendo una clara diferencia textural entre ambas regiones. c) Cristal de rutilo en la matriz. d) Mosaico formado por ortosa y granate. e) Textura muy frecuente formada por cordieritas que incluyen sillimanita y biotita. f) Espinela rodeada por una corona de cordierita y sillimanita.

que indica la actuación de una reacción del tipo:



Es una reacción de suave pendiente positiva, en la que los términos de la derecha de la reacción quedan en la parte de mayor P de la curva. Por ello, esta reacción puede responder a dos tipos de cambio en las variables P-T: una presurización acompañada de cualquier cambio de T o un enfriamiento isobárico. En un principio, y teniendo en cuenta otras texturas observadas, principalmente la asociación de granate y rutilo en los bordes de los granates y en la matriz, parece más probable que las coronas de sillimanita y cordierita alrededor de espinela se deban a algún tipo de presurización.

3.5.3 Granitoides situados en el contacto entre las dos láminas

Su aspecto en el campo es el de cuerpos graníticos de tamaño relativamente pequeño, heterogéneos debido a la presencia de abundantes enclaves metamórficos generalmente orientados en la dirección de la foliación (Lámina 6.2). La fábrica que presentan es una filonitización de baja-T no muy intensa, en la que destacan biotitas grandes y granates inmersos en un agregado micáceo oscuro. Son rocas de textura porfidolepidoclástica con un tamaño de grano variable entre medio y grueso, donde los porfidoclastos mayoritarios son de biotita, plagioclasa y granate. La fábrica planar retrograda los minerales anteriores, produciendo la transformación de la plagioclasa en clinozoisita, moscovita y epidota y del granate y la biotita en clorita, acompañada de su fracturación y de una recrystalización generalizada de cuarzo en bandas paralelas. Cuando están en contacto con porfidoclastos,

en estas bandas se produce un mayor aplastamiento y orientación de los granos de cuarzo.

- El **granate** es abundante, puede alcanzar gran tamaño (hasta 1 cm), y es alotriomorfo, debido a que se encuentra muy fracturado. Las fracturas están rellenas de clorita, y los fragmentos de granate rodeados por clorita aparecen frecuentemente estirados en los planos de foliación.

- La **plagioclasa** se presenta en grandes porfidoclastos subidiomorfos o alotriomorfos, que alcanzan un tamaño de 4-5 mm. En general están intensamente saussuritizadas, produciéndose su transformación en clinozoisita y moscovita, y en menor medida en epidota.

- La **biotita** forma grandes porfidoclastos, con tamaños de hasta 0.6 cm, que muchas veces se disponen de forma oblicua a la foliación, formando "peces de mica" poco desarrollados. Sus bordes suelen estar fracturados y recrystalizados en cristales más pequeños, que también forman lepidoblastos con un tamaño variable entre 0.1-1 mm.

- La **moscovita** y la **clorita** también son abundantes; la primera se encuentra sobre todo en el interior de la plagioclasa y en lepidoblastos, y la última proviene de la retrogradación del granate y la biotita.

- En las muestras más deformadas el **cuarzo** forma bandas acintadas y recrystalizadas, mostrando en ocasiones dominios con foliación oblicua respecto al plano de foliación principal. Los porfidoclastos son pequeños y escasos, con extinción ondulante y lamelas de deformación; más frecuentemente se presenta en dominios recrystalizados con un tamaño variable entre 0.1-0.5 mm.

- La **ilmenita** es abundante, y generalmente se encuentra rodeada por **esfena**. Esta última puede formar cristales individualizados.

En las láminas estudiadas en este trabajo no se han observado silicatos de Al. Sin embargo, Warnars (1967) describe distena parcialmente incluida en granate en la banda de metasedimentos que se encuentra entre el GMC y la granodiorita de La Coruña. La distena podría corresponder a un estadio de la progradación anterior a la formación de la sillimanita en la matriz de los metasedimentos, puesto que se encuentra incluida en el granate.

3.5.4 Metasedimentos de la Serie de Ordenes

En la región estudiada los metasedimentos de la Serie de Ordenes son paragneises y esquistos cuarzofeldespáticos. Frecuentemente se encuentran muy retrogradados, afectados por una intensa deformación en facies de los esquistos verdes. Esta deformación va haciéndose más común hacia el S, donde aparecen niveles filonitizados en los que la fábrica está marcada por cloritas y moscovitas. Se ha realizado un muestreo litológico sistemático de estos metasedimentos, para tratar de estudiar las posibles diferencias en el metamorfismo e intentar trazar zonas metamórficas, habiéndose estudiado más de 200 secciones delgadas. A partir del estudio petrográfico realizado puede deducirse que en toda la lámina superior de la serie sedimentaria, dentro del sector objeto de estudio, las condiciones máximas del metamorfismo alcanzan la primera zona de la sillimanita. Hay que mencionar que no se ha observado estauroлита, quizás debido a la composición relativamente pobre en aluminio de los metasedimentos, aunque este mineral ha sido descrito por Alonso y González (1982) en la

memoria de la cartografía del MAGNA de la hoja de Carballo (nº 44). La composición química de estos paragneises indica que se trata de metagrauvacas (Warnars, 1967).

En las muestras menos retrogradadas los metasedimentos contienen como minerales principales plagioclasa, cuarzo, biotita, moscovita y granate, y como minerales accesorios ilmenita, sillimanita, apatito, circón y monacita. Su textura es habitualmente granolepidoblástica o porfidolepidoblástica, con abundantes porfidoblastos de plagioclasa y en menor medida de biotita y granate, y muestra en ocasiones un bandeo gneísico definido por bandas ricas en cuarzo y plagioclasa frente a bandas más ricas en micas y granate (Lámina 3.7). El tamaño de grano oscila entre fino y medio. Existe un predominio de cuarzo y plagioclasa frente a biotita, moscovita y granate, aunque en ocasiones se encuentran zonas más pelíticas, y sólo excepcionalmente se encuentran pelitas verdaderas.

- Los **granates** son relativamente abundantes, aunque más escasos en las muestras más cuarzofeldespáticas. Su diámetro medio es de aproximadamente 1 mm, y habitualmente se encuentran muy corroídos y con hábito alotriomorfo, aunque todavía se detecta una tendencia inicial idiomorfa. Se transforman en biotita, clorita y un agregado de moscovita y sericita, que pueden formar coronas alrededor de los granates, o reemplazar su núcleo, en este último caso sobre todo por clorita y biotita. En general son porfidoblastos que crecen preferentemente en los dominios micáceos, presentan pocas inclusiones de los minerales de la matriz, y muestran relaciones poco claras con la deformación, aunque en ocasiones pueden observarse los planos de foliación rodeando

LAMINA 3.7

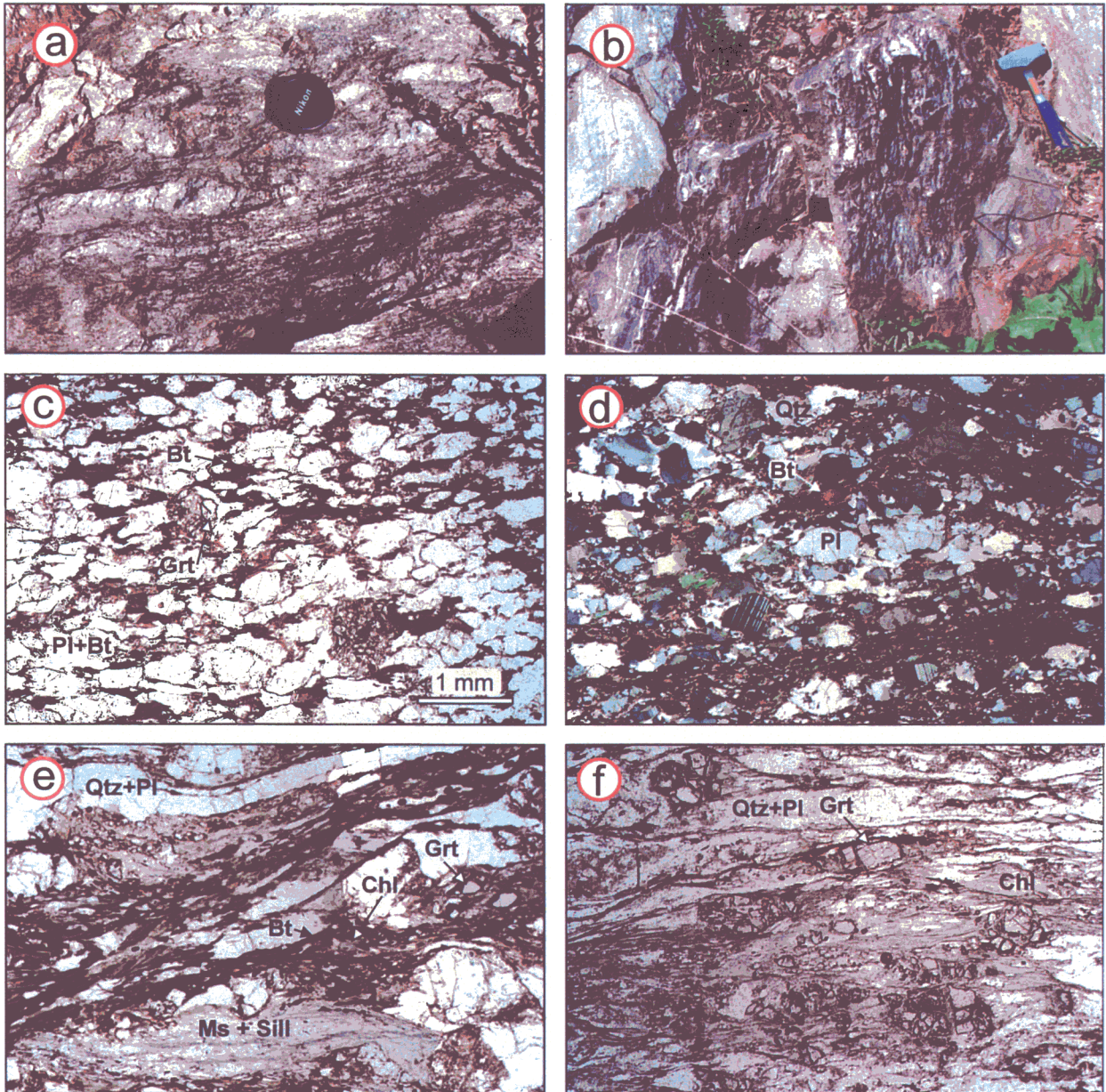


Lámina 3.7. Metasedimentos de la Serie de Ordenes. a) Paragneises migmatíticos de la parte basal de la serie con abundantes leucosomas de composición granítica. b) Paragneises de la primera zona de la sillimanita en los niveles intermedios de la Serie de Ordenes. c), d) Aspecto típico de los paragneises en los que puede apreciarse su composición rica en plagioclasa y cuarzo y los granates parcialmente sustituidos por clorita. La foliación está definida principalmente por biotita. e) Paragneis de la zona basal de la serie con una foliación definida por biotita y moscovita pseudomorfizando a sillimanita. f) Muestra de los niveles miloníticos de las proximidades del contacto de la Serie de Ordenes con el GMC. La foliación está marcada esencialmente por clorita que incluye granates y biotitas.

a los granates y penetrando ligeramente en ellos, lo que sugiere un carácter sincinemático.

- La **biotita** y la **moscovita** forman porfidoblastos más o menos equidimensionales con tamaño variable entre 1 y 2 mm, así como lepidoblastos que no suelen superar el milímetro. Definen los planos de foliación y la lineación mineral, aunque la biotita se presenta también desorientada como producto de la transformación del granate. En la mayor parte de las muestras la biotita se halla parcialmente transformada en clorita. Algunos cristales de moscovita incluyen en su interior agujas de sillimanita fibrolítica, indicando que al menos parte de la moscovita procede de la transformación del silicato aluminico durante un proceso retrógrado. Las muestras de las zonas basales próximas a la unidad ofiolítica no presentan moscovita en la foliación, siendo este mineral siempre de origen secundario.

- La **plagioclasa** y el **cuarzo** son los minerales más abundantes, con un tamaño medio aproximado de 1 mm. Los contactos entre ellos varían desde puntos triples hasta zonas con contactos suturados y reducción del tamaño de grano; también se encuentran zonas con texturas en mortero. Esta variedad textural sugiere la existencia inicial de unos dominios granoblásticos que han sido fuertemente deformados posteriormente.

- Como silicato de aluminio aparece únicamente **sillimanita**, siempre muy escasa y generalmente transformada en moscovita. Se presenta como pequeñas agujas y en su variedad fibrolítica, siempre incluida en moscovita y menos frecuentemente en plagioclasa.

- Como accesorios aparecen **ilmenita**, **apatito**, **circón** y **monacita**.

3.5.5 Anfibolitas pobres en Ca

Estas litologías son metabasitas que afloran en los contactos entre los gabros de Barrañán y Oza con la Serie de Ordenes. Suelen aparecer como bloques sueltos, por lo que sus relaciones de campo son difíciles de precisar. Cuando se encuentran "in situ" presentan una foliación paralela a la de las demás litologías y con intensidad de deformación similar, aunque en ocasiones aparecen bloques de aspecto granoblástico rodeados por la foliación regional.

El origen de este tipo de litologías no está claramente establecido, y existen varias hipótesis que pueden agruparse en tres tipos:

- 1) metasomatismo producido durante el metamorfismo (p.e. Tilley, 1935; Floyd, 1965; Damman, 1989; Sandiford *et al.*, 1990, entre otros).

- 2) origen como residuo (restita) de un fundido parcial (Sorbye, 1964; Grant, 1968; Hoffer y Grant, 1980, entre otros).

- 3) metasomatismo y alteración premetamórfica por fluidos hidrotermales, especialmente aguas marinas, o por fluidos meteóricos (Tilley y Flett, 1929; Schermerhorn, 1978; Schumacher, 1988; Dymek y Smith, 1990, entre otros).

Posiblemente ninguna de las tres hipótesis puede explicar el origen de todos los tipos de anfibolitas pobres en Ca, pero los estudios geoquímicos más completos indican que la mayor parte de ellas proceden de rocas metabásicas que han sufrido un proceso hidrotermal producido generalmente por agua marina, de forma previa al metamorfismo (Schumacher, 1988; Smith *et al.*, 1992). Una recopilación sobre las hipótesis del origen de

LAMINA 3-8

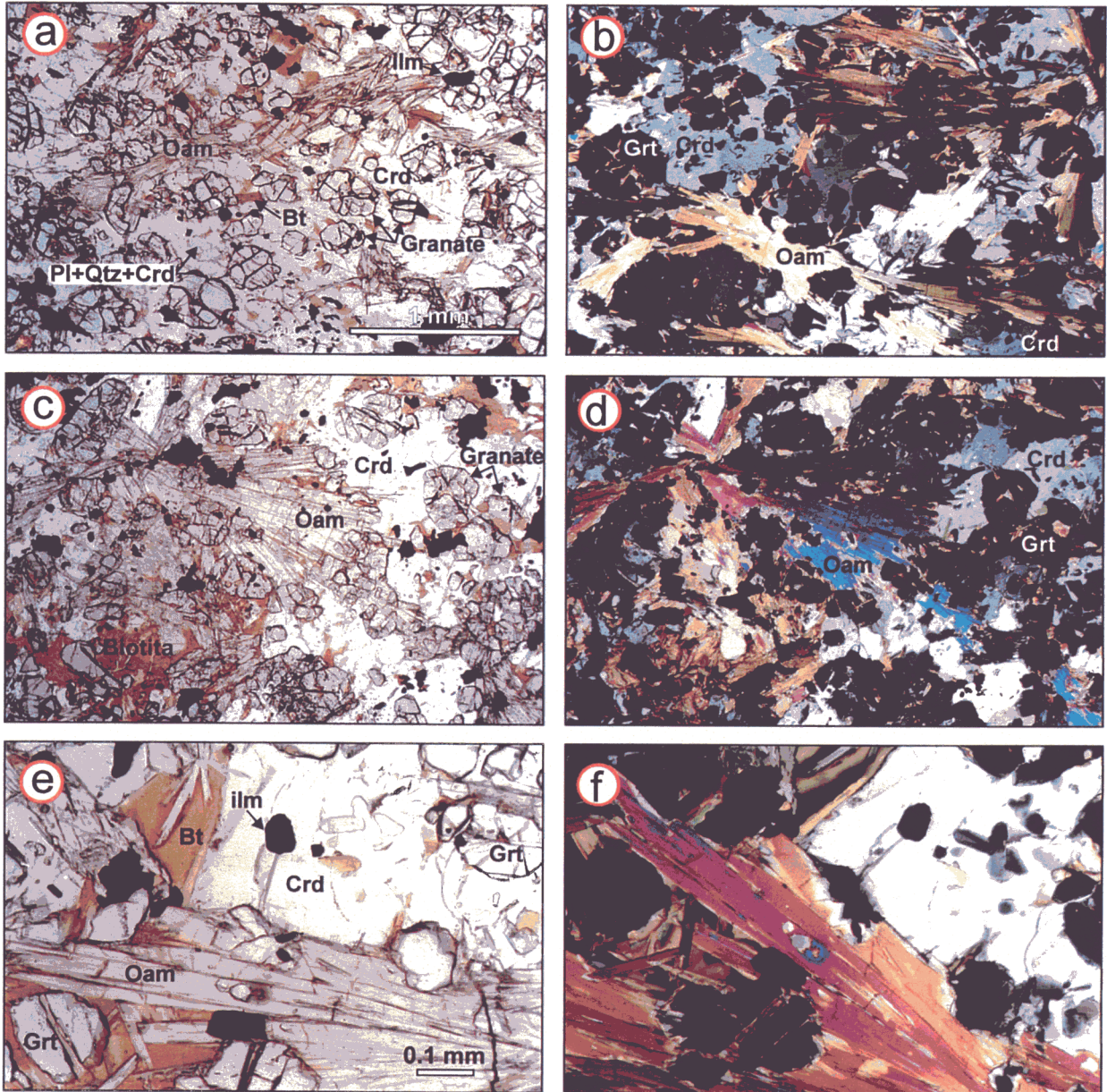


Lámina 3.8. Anfibolitas con antofilita + cordierita \pm sillimanita. a), b) La textura más habitual en estas rocas es granonematoblástica; en estas muestras pueden verse nematoblastos de ortoanfíbol y una gran abundancia de porfidoblastos de granate en contacto con el anfíbol, cordierita, biotita y plagioclasa. c), d) En este caso el crecimiento de los ortoanfíboles es de tendencia radial. e), f) Detalle de la asociación mineral más característica de estas anfibolitas, formada por ortoanfíbol, cordierita, granate, biotita, plagioclasa, ilmenita y cuarzo. Puede verse que los contactos entre los minerales son netos.

estos materiales rocas se encuentra en Robinson *et al.* (1982) y Spear (1993).

Las anfíbolitas pobres en Ca de la Serie de Ordenes están relacionadas con zonas de fuerte deformación en la parte exterior de los cuerpos gabroicos cuando se encuentran en contacto con los metasedimentos. Probablemente, la mayor riqueza en agua y el diferente quimismo de los metasedimentos favoreció un proceso metasomático sinmetamórfico, ocurrido durante la actividad tectónica principal. Este origen no puede deducirse exclusivamente a partir de los afloramientos presentes en el sector estudiado, sino que para esta interpretación se han tenido en cuenta los resultados obtenidos por Castiñeiras (en prep.) en las anfíbolitas del macizo de Arinteiro.

En el sector NW del Complejo de Ordenes las anfíbolitas pobres en Ca pueden dividirse en dos tipos en función de sus asociaciones minerales:

- (a) anfíbolitas con antofilita + cordierita \pm sillimanita
- (b) anfíbolitas con cummingtonita + cordierita \pm andalucita

Ambos tipos se encuentran en los mismos afloramientos, sin que pueda hacerse una distinción cartográfica entre ellos. A continuación se realiza una descripción petrográfica de estas litologías:

- (a) anfíbolitas con antofilita + cordierita \pm sillimanita

Tienen un tamaño de grano generalmente fino, aunque los anfíboles pueden ser de tamaño medio. Su textura es habitualmente

granonematoblástica, aunque también son frecuentes los tipos subgranoblásticos en los que los ortoanfíboles tienen tendencia a crecer radialmente. Sus componentes fundamentales son granate, plagioclasa, cordierita, ortoanfíbol, biotita, clorita, cuarzo e ilmenita. En menor proporción se encuentran sillimanita, estauroлита, espinela marrón (en muestras subsaturadas) y circón. Las asociaciones minerales más características son las constituidas por granate, cordierita y ortoanfíbol (Lámina 3.8 e y f) y granate, cordierita, ortoanfíbol y clorita (Lámina 3.9 a), siempre acompañadas por biotita y habitualmente por cuarzo. Estos minerales muestran contactos netos entre ellos y forman la mayor parte del volumen de la roca. Sin embargo, existe una variedad de texturas que demuestran la existencia de asociaciones minerales anteriores a la actualmente dominante. La principal de ellas es la presencia de bandas de cordierita con pequeñas inclusiones de sillimanita, estauroлита y escaso ortoanfíbol (Lámina 3.9). La cordierita se dispone a favor de la fábrica dominante y la sillimanita se presenta como agujas y prismas orientados (Lámina 3.9 d), mientras que la estauroлита forma cristales equidimensionales (Lámina 3.9 c) o bien prismas orientados (Lámina 3.9 d). Estas texturas indican la actuación de reacciones del tipo:

Sillimanita + Ortoanfíbol = Cordierita + Estauroлита
y Estauroлита + Ortoanfíbol = Cordierita + Granate

En el capítulo 4 se estudiarán detalladamente las reacciones que pueden deducirse a partir de las texturas observables en estas rocas y su significado. A continuación se describen las características más importantes de los minerales:

- Todas las muestras recolectadas contienen **granate**, que es relativamente abundante (5 - 10 % del volumen de la roca), tiene una acusada tendencia

LAMINA 3.9

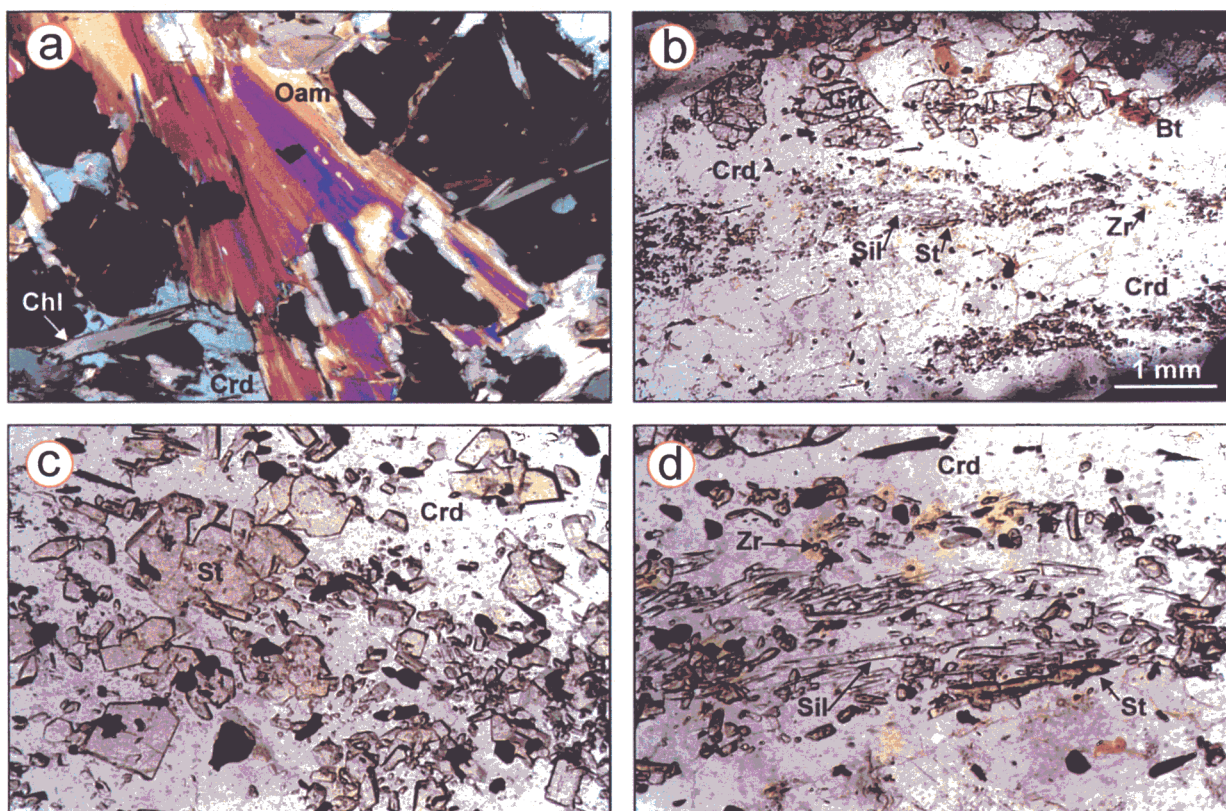


Lámina 3.9. Microfotografías de las anfibolitas con antofilita+cordierita±sillimanita. a) Asociación de granate, ortoanfibol, clorita, biotita y plagioclasa. b), c), d) Texturas reaccionales importantes en estas anfibolitas: b) bandas de cordierita que siguen la tendencia general de la foliación y que incluyen principalmente estaurolita y sillimanita; c) detalle de las estaurolitas incluidas en cordierita; d) detalle de las agujas de sillimanita incluidas en cordierita y de estaurolita prismática.

al idiomorfismo, y aparece como porfidoblastos con un tamaño que no suele superar el mm. Presenta pocas inclusiones, y estas pueden ser de dos tipos: unas equidimensionales, principalmente de ilmenita, plagioclasa y biotita, y otras aciculares que definen una S_i muy fina. No ha sido posible precisar la naturaleza de estas acículas, ya que son demasiado finas para observar sus propiedades ópticas y para el diámetro de impacto de la microsonda electrónica, aunque con toda probabilidad se trata de sillimanita u ortoanfibol. La S_i se encuentra en ocasiones truncada por la foliación principal. Muchas veces los granates aparecen disgregados, siendo ocupados los huecos entre los fragmentos de granate por cordierita y siendo envueltos a su vez por una corona también de

cordierita, que los aísla de los minerales de la matriz.

- Los ortoanfiboles (**antofilita**) se presentan en cristales prismáticos que alcanzan los 2 mm de longitud, con una coloración variable desde prácticamente incolora hasta marrón claro no pleocroica. Sólo existe un tipo de ortoanfiboles y no coexisten con cummingtonita ni con andalucita. Se encuentran definiendo la foliación junto con biotita, en agregados radiales o como pequeñas inclusiones en las bandas ricas en cordierita.

- La **plagioclasa** es muy abundante, en general de tamaño menor de 1 mm, y forma frecuentes mosaicos subgranoblásticos

orientados entre los dominios definidos por los minerales planares. En otras ocasiones su forma es más prismática, tendiendo a orientarse con la foliación.

- La **biotita** se presenta en tres tipos texturales: definiendo la foliación en lepidoblastos alargados, en cristales más equidimensionales formando mosaicos junto con plagioclasa y como producto de retrogradación del granate.

- La **cordierita** aparece en bandas paralelas a la foliación, rodeando al granate y como cristales subidiomorfos en la matriz, en contacto con granate y ortoanfibol. Incluye prismas de sillimanita y estauroлита.

Todas estas texturas y asociaciones minerales indican la intervención de distintas reacciones que, en conjunto y como se discutirá más adelante, son características de anfibolitas pobres en Ca que han sufrido una descompresión.

LAMINA 3.10

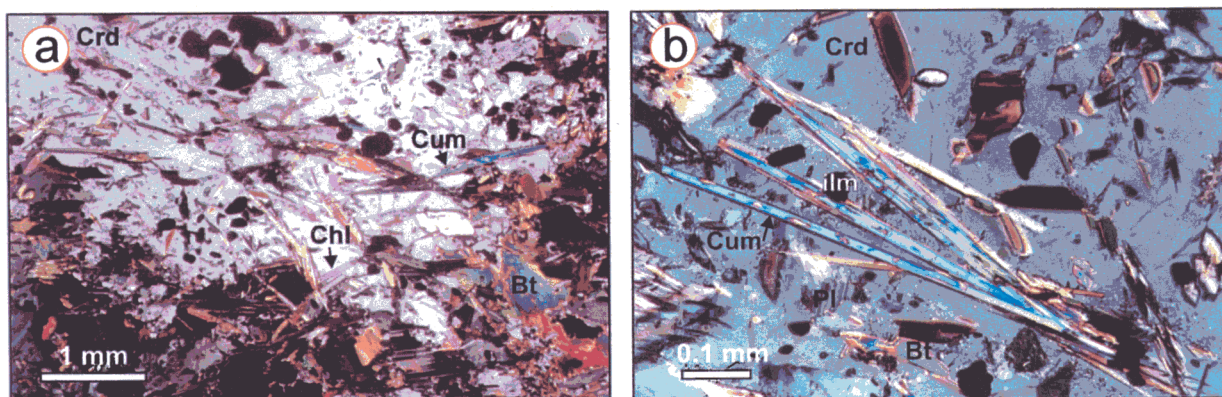


Lámina 3.10. Microfotografías de las anfibolitas con cummingtonita+cordierita±andalucita. a) Textura característica constituida por grandes poiquiblastos de cordierita que incluyen al resto de los minerales de la matriz. b) Detalles del interior de un porfidoblasto de cordierita en el que se encuentran incluidos cummingtonita, plagioclasa, biotita e ilmenita.

(B) Anfibolitas con cummingtonita + cordierita ± andalucita

Estas anfibolitas, aunque foliadas, presentan una tendencia más granoblástica que las anteriores. Su característica más llamativa es la presencia de grandes poiquiloblastos xenomorfos de cordierita (hasta 7 - 8 mm, con un tamaño medio de 2.5 mm), que engloban al resto de los minerales de la matriz (Lámina 3.10). Así, pueden distinguirse dos dominios en estas litologías, por un lado dominios poiquiloblásticos y por otro dominios formados por una matriz libre de poiquiloblastos. La matriz está formada por cristales xenomorfos de plagioclasa, lepidoblastos de biotita, cummingtonita, clorita

magnesiana, granate e ilmenita, que definen una orientación grosera. Los poiquiloblastos de cordierita, que en algunas muestras son mayoritariamente reemplazados por andalucita, tienen tendencia a ser más o menos ovalados o redondeados, y muestran contactos netos con todos los minerales que incluyen.

- El **granate** es bastante abundante (5 - 10 % del volumen), de grano fino, oscilando generalmente entre 0.25 y 0.75 mm; en general es más bien xenomorfo, aunque algunos cristales presentan indicios de un idiomorfismo inicial, conservando todavía bordes cristalinos. Se encuentra tanto en la matriz como incluido en blastos de cordierita o andalucita, y presenta

contactos netos con la plagioclasa y la biotita. Su aspecto es limpio, con inclusiones escasas de ilmenita, biotita, cummingtonita y clorita.

- La **cummingtonita** es prismática, con un tamaño que puede superar los 2 mm, aunque con una media próxima a 1 mm. Forma nematoblastos, aunque también se encuentran numerosos individuos cruzados. Se encuentra indistintamente en la matriz o incluida en blastos de cordierita, sin que se produzca ningún cambio de orientación (Lámina 3.10 b).

- La **biotita** aparece sobre todo en lepidoblastos y en cristales tabulares subidiomorfos, con un tamaño que se sitúa generalmente entre 0.25 y 0.5 mm.

- La **plagioclasa** es muy abundante, pudiendo constituir un 30 - 40 % del volumen de la roca, con un tamaño que oscila entre 0.2 y 1 mm. Es subidiomorfa, más bien redondeada, formando en ocasiones mosaicos granoblásticos. Puede incluir biotita, cummingtonita, granate e ilmenita y a veces está zonada ópticamente.

Capítulo 4

Química mineral y termobarometría



(zona del ortopiroxeno). El objetivo principal de este capítulo consiste en estudiar comparativamente la evolución tectonotermal del bloque de techo y del bloque de muro, tratando de establecer las condiciones máximas del metamorfismo y su evolución en el espacio P-T. En la lámina situada por debajo del despegue extensional se han seleccionado dos de las litologías más profundas de la unidad culminante: las granulitas desarrolladas en las zonas de cizalla de la parte basal del GMC, y las granulitas metapelíticas que aparecen como enclaves en el GMC. Para el estudio de la evolución P-T de la Serie de Ordenes en la lámina de techo (es decir, en los niveles en facies de las anfibolitas), lo más razonable en principio sería estudiar los metasedimentos, puesto que representan allí la litología principal. Sin embargo, su composición cuarzo-feldespática determina que las asociaciones minerales sean en general pobres y que las paragénesis necesarias para establecer las condiciones P-T rara vez aparezcan completas. Además, en los metasedimentos existe una retrogradación fuerte y generalizada en facies de los esquistos verdes, responsable de que los minerales de mayor grado aparezcan como relictos incluidos en minerales posteriores. Por todo ello, y dado que existen litologías alternativas que pueden proporcionar información sobre la evolución P-T, se ha descartado realizar un estudio mineralógico y termobarométrico detallado de los metasedimentos de la Serie de Ordenes en facies de las anfibolitas. El descubrimiento durante la realización de este trabajo de anfibolitas pobres en calcio en la lámina superior permite contar con litologías alternativas para el estudio de las condiciones P-T, puesto que en general desarrollan asociaciones minerales complejas adecuadas para su estudio termobarométrico (Schumacher, 1988). Las anfibolitas pobres en Ca se encuentran sobre

todo en los contactos de los gabros de Barrañán y Oza con la Serie de Ordenes, y están probablemente originadas por un empobrecimiento local en Ca en los bordes de los gabros por metasomatismo y alteración sinmetamórfica durante la actuación de la deformación tangencial.

El estudio de la composición química de los minerales se llevó a cabo mediante microsonda electrónica en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid y en menor medida en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Los detalles sobre las condiciones analíticas en ambas microsondas y las tablas con los análisis más representativos de minerales se encuentran recogidos en el apéndice.

4.1 Granulitas básicas y granulitas metapelíticas

La química mineral y la termobarometría de estos dos tipos litológicos han sido estudiados comparativamente, puesto que pertenecen a un mismo conjunto metamórfico y presumiblemente han sufrido evoluciones P-T semejantes.

4.1.1 Química mineral

Se han realizado análisis químicos de los minerales de cuatro muestras de las granulitas básicas y de tres de las granulitas metapelíticas, habiéndose seleccionado las muestras más representativas, con una mejor conservación de las paragénesis granulíticas y con la menor retrogradación. Los análisis químicos que se han utilizado para el cálculo de las condiciones físicas de formación de los minerales se han seleccionado con el requisito de que el porcentaje en peso de sus óxidos se sitúe entre 98 y 102 (pudiendo bajar hasta 94 en minerales hidratados).

Granate

Los granates analizados por microsonda fueron los cristales de mayor tamaño y mayor idiomorfismo, dado que en principio éstos ejemplares son los que mejor conservan la zonación química y los que tienen mayores posibilidades de conservar también la composición ligada al pico metamórfico. Una vez elegidos los individuos más adecuados, se realizaron perfiles químicos a través de ellos. El número de análisis en cada perfil es función del tamaño del granate y de las características del problema planteado.

Los granates de ambos tipos de granulitas son almandinos, y presentan ciertas diferencias en su composición química (Tablas A1 y B1). La composición media aproximada para las zonas centrales de las granulitas básicas es $\text{Alm}_{64}\text{Prp}_{19}\text{Grs}_{13}\text{Sps}_4$, mientras que en las granulitas metapelíticas los sectores centrales equivalentes muestran valores medios de $\text{Alm}_{62}\text{Prp}_{26}\text{Grs}_6\text{Sps}_3$. Las composiciones medias de los bordes son $\text{Alm}_{56}\text{Prp}_{15}\text{Grs}_{26}\text{Sps}_3$ y $\text{Alm}_{62}\text{Prp}_{26}\text{Grs}_{10}\text{Sps}_2$, para las granulitas básicas y metapelíticas, respectivamente.

Zonación de los granates

Todos los granates analizados presentan perfiles composicionales muy similares, y destaca el hecho de que sean también parecidos entre los dos tipos de granulitas estudiados (Figs. 4.1, 4.2, 4.3, 4.4, y 4.5). Como característica más notable se puede resaltar la gran homogeneidad química de casi toda la superficie del cristal, que únicamente presenta zonación en los bordes, como cabría esperar en granates de rocas metamórficas de alto grado. En general, la zonación está presente en los 200-250 μm más externos del granate, y se caracteriza por la siguiente variación en su composición (nos

referiremos siempre a variaciones desde el centro hacia el borde del cristal): 1) ligera disminución del contenido en piropero (XMg) y esferartina (XMn), descenso algo más acusado del almandino (XFe); 2) la disminución de los elementos anteriores se compensa con un aumento muy importante de la molécula de grosularia (XCa), que alcanza siempre sus valores máximos en el borde del granate; 3) ligera variación de la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, que en general tiende a aumentar, aunque en algunos casos puede disminuir. Estas pautas de variación se mantienen tanto entre los granates de una misma muestra como entre las diferentes muestras, y resultan idénticas entre los granates de los dos tipos de granulitas (Figs. 4.1 a 4.5).

Para poder discutir adecuadamente el significado de esta zonación, parece conveniente resumir los mecanismos que originan la zonación química en los granates.

Los granates de las rocas metamórficas aparecen usualmente zonados en su composición química, y es generalmente aceptado que el estudio de dicha zonación puede ser un elemento fundamental para la interpretación de la evolución tectonotermal de una región. Existen dos tipos principales de zonación química en el granate, denominados zonado de crecimiento y zonado difusional o por difusión. El zonado de crecimiento se produce al variar la composición del material aportado al borde del granate durante su crecimiento, de forma que en el interior del mineral van quedando progresivamente preservadas las composiciones de los bordes desarrollados en cada intervalo de crecimiento. En un zonado de crecimiento puro, la composición del granate no cambia una vez que se ha formado y, por tanto, un perfil químico representará la evolución composicional del granate a lo largo de su crecimiento. Este tipo de zonación es frecuente en condiciones

metamórficas bajas y medias, donde la difusión de los cationes en el interior de los granates es lenta y no permite la redistribución de los elementos químicos dentro del volumen del cristal. Sin embargo, a partir de la parte de mayor temperatura de la facies de las anfibolitas, los procesos de difusión intracristalina son lo suficientemente rápidos como para alterar la distribución de elementos en el interior del granate, produciéndose un nuevo tipo de zonado denominado zonado por difusión. Esta zonación consiste esencialmente en la modificación de la composición química de un granate preexistente mediante el proceso de difusión en volumen, que afecta sobre todo a los cationes divalentes. El granate podría estar o no estar previamente zonado y, al contrario que en el primer tipo de zonado descrito, no requiere crecimiento o consumo del cristal. Los dos tipos de zonación representan términos extremos aunque muy comunes, y se han descrito funcionamientos combinados de ambos mecanismos capaces de explicar otras pautas de zonación más complejas.

Las características químicas de los zonados de crecimiento y de difusión son diferentes. El zonado de crecimiento se caracteriza por fuertes gradientes en la concentración de elementos entre el centro y el borde del cristal. Las características concretas de la variación de cada elemento dependen de diversos factores, considerándose entre ellos de especial importancia la variación en las condiciones P-T. El único elemento que parece variar de una forma constante en este tipo de zonación es el Mn, que disminuye hacia los bordes formando característicos perfiles en campana (ver p.e. Hollister, 1966; Thompson *et al.*, 1977). Por el contrario, en granates afectados por difusión producida durante el metamorfismo progrado, los perfiles químicos suelen ser casi totalmente planos, indicando una homogeneización del

mineral. La homogeneización progresiva de los granates metamórficos conforme aumenta el grado ha sido documentada en numerosos trabajos, como por ejemplo los de Tracy *et al.* (1976), Anderson y Olimpio (1977), Yardley (1977), Dempster (1985) o Carlson y Schwarze (1997). A partir de estos estudios puede concluirse que los perfiles químicos de los granates se van suavizando progresivamente desde la zona de transición estaurolita-sillimanita hasta la parte de mayor grado de la zona de la sillimanita, a partir de la cual los granates suelen ser homogéneos. Simulaciones numéricas basadas en las ecuaciones de la difusión intracristalina parecen corroborar los datos empíricos (ver p.e. Muncill y Chamberlain, 1988; Jiang y Lasaga, 1990; Chakraborty y Ganguly, 1992), e indican que la difusión es un fenómeno activado principalmente por la temperatura. No obstante, es muy frecuente que los granates de alto grado metamórfico presenten perfiles que son únicamente homogéneos en sus zonas centrales, mientras que una extensión variable del borde del mineral presenta una zonación más o menos acusada. Generalmente, esta zonación de los bordes de los granates está motivada por difusión producida durante el enfriamiento de los cristales (difusión retrógrada), como se comentará más adelante en este capítulo.

Mecanismos que influyen en el desarrollo del zonado

Interpretar correctamente la zonación de los granates metamórficos requiere conocer en detalle los procesos que influyen en su desarrollo. Estos procesos se revisarán a continuación, tanto para la zonación de crecimiento como para la difusional.

Zonado de crecimiento: Existen numerosos trabajos que analizan la naturaleza y origen de este zonado (Hollister, 1966; Atherton, 1968;

Thompson, 1976; Thompson *et al.*, 1977; Tracy, 1982; Chakraborty y Ganguly, 1990; Spear, 1993, entre otros). De acuerdo con Spear (1993), existen varios factores que pueden modificar la composición del borde del granate durante su crecimiento:

(1) Un cambio en las variables P-T afectará a su composición, puesto que los coeficientes de distribución K_D de las reacciones entre el granate y los demás minerales son dependientes de la T y de la P. Por ejemplo, las reacciones de intercambio Fe-Mg y Fe-Mn son muy sensibles a la temperatura, mientras que las reacciones de transferencia de masas, como las que controlan el contenido de grosularia en el granate, presentan una importante dependencia de la presión.

(2) Cambio en la paragénesis mineral, que afectará al equilibrio entre las distintas fases minerales al aparecer algunas nuevas o desaparecer otras antiguas.

(3) Fraccionamiento de material en el núcleo de los granates: al incorporar el granate preferentemente ciertos elementos, la composición del resto de la roca (reservorio) cambiará, alterando la composición de equilibrio en el borde del cristal, de una forma análoga a la cristalización fraccionada ígnea.

(4) Cambios en la composición de la roca por metasomatismo.

(5) Cualquier proceso que genere un desequilibrio en el aporte de material al borde del granate.

Los estudios dedicados al desarrollo del zonado de crecimiento en granates metamórficos, como los señalados anteriormente, muestran que los procesos (1) y

(3) son claramente los más importantes. El mecanismo (2) también puede tener un papel determinante en ciertos casos, pero su evaluación sólo es posible si existen inclusiones en el interior de los granates que permitan deducir la paragénesis en equilibrio durante las distintas etapas de crecimiento del mineral. La importancia del resto de los procesos mencionados resulta en general poco clara, y casi siempre bastante difícil o imposible de evaluar.

Zonado por difusión: La difusión es el proceso por el cual átomos, iones o moléculas son transportados a través de la materia, conducidos por un gradiente de potencial químico. Existen varios tipos de difusión, pero la que nos interesa en este trabajo es la denominada interdifusión, que se produce en la presencia de un gradiente composicional como el existente, por ejemplo, en un cristal zonado. En este caso, la difusión tenderá a producir una homogeneización química del cristal. Los factores que controlan la velocidad a la que se produce la difusión dentro de un volumen cristalino son principalmente:

(1) Valor del coeficiente de difusión (D) de los minerales implicados, que es una constante de proporcionalidad relacionada con el flujo de material a través del cristal y con el gradiente de concentración.

(2) Magnitud de los gradientes químicos en los cristales, que para el caso de la difusión intracristalina pueden ser visualizados como gradientes en la composición.

(3) Temperatura, factor que está relacionado con (1), puesto que el coeficiente D es drásticamente dependiente de la temperatura, y varía típicamente de forma exponencial con el valor $1/T$.

(4) Tamaño de los cristales.

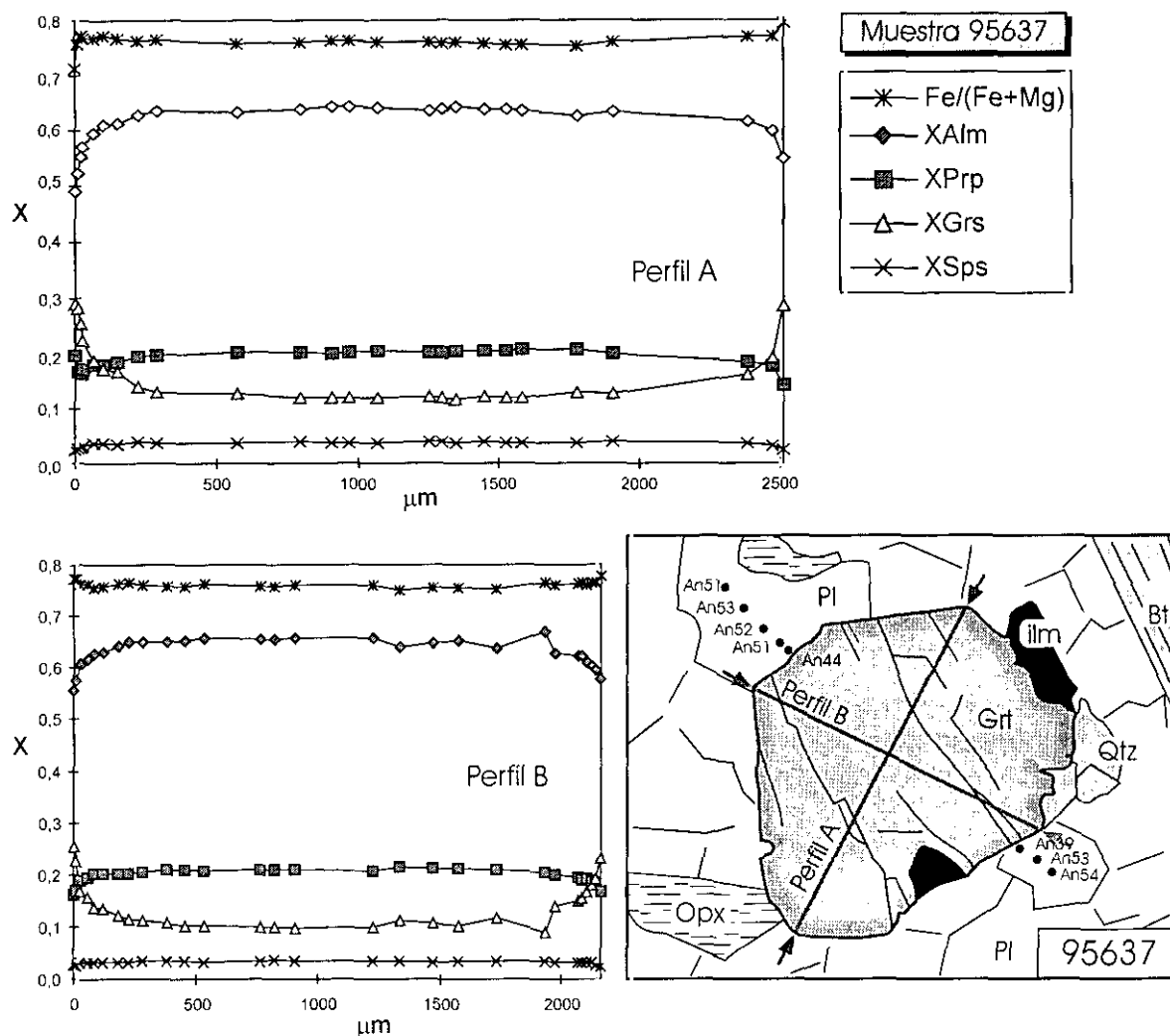


Figura 4.1. Perfiles composicionales a través de un granate de la muestra 95637 (granulita básica). En la parte inferior se presenta un esquema petrográfico del granate, junto con la textura de la roca y la variación composicional de las plagioclasas en contacto con este mineral.

Como se ha mencionado anteriormente, la velocidad de difusión es proporcional a la temperatura y parece que en grados metamórficos altos es suficiente para producir la completa homogeneización del granate. Sin embargo, en las muestras de rocas metamórficas de alto grado los granates suelen aparecer zonados en sus bordes. Esto se debe generalmente a una modificación posterior de la composición del cristal, que presumiblemente era homogéneo durante el pico metamórfico. Esta zonación difusional se desarrolla en el transcurso del enfriamiento de la roca, y tiene por tanto naturaleza retrógrada. Es decir, la difusión actúa de dos formas contrapuestas en

los granates de alto grado; primero, durante el metamorfismo progrado, favorece la homogeneización de los cristales; y posteriormente, durante la retrogradación, suele producir la zonación de sus bordes. La difusión retrógrada se produce porque ciertas reacciones entre el granate y la matriz siguen produciéndose durante el enfriamiento, hasta que se alcanza una temperatura límite, denominada temperatura de cierre, por debajo de la cual se bloquean (un ejemplo típico es la reacción de intercambio Fe-Mg entre el granate y la biotita). El concepto de temperatura de cierre representa un análogo al de temperatura de cierre de los sistemas isotópicos utilizado en geocronología. Al

modificarse el equilibrio en los bordes del cristal, se produce un gradiente químico con respecto al núcleo que desencadena la difusión.

La utilización de algunos modelos teóricos basados en las ecuaciones de difusión (ver p.e. Lasaga, 1979; Cygan y Lasaga, 1982; Muncill y Chamberlain, 1988; Spear y Florence, 1992; Chakraborty y Ganguly, 1992), en combinación con la aplicación de ciertos datos empíricos, han permitido obtener una serie de conclusiones de gran importancia para la interpretación final del zonado, que tienen también implicaciones

termobarométricas. Un factor de primera importancia es conocer cuanto ha penetrado la difusión hacia el interior del granate, y por tanto si éste preserva la composición del pico metamórfico, al menos en su núcleo. En el caso de granates grandes (1 cm de diámetro) y para tasas de enfriamiento geológicamente razonables (del orden de 10 °C/Ma), parece que la difusión retrógrada únicamente es capaz de penetrar en el borde externo de los cristales (Spear, 1991). Sin embargo, en los granates más pequeños (< 1 mm) la difusión retrógrada puede afectar a todo el volumen del cristal,

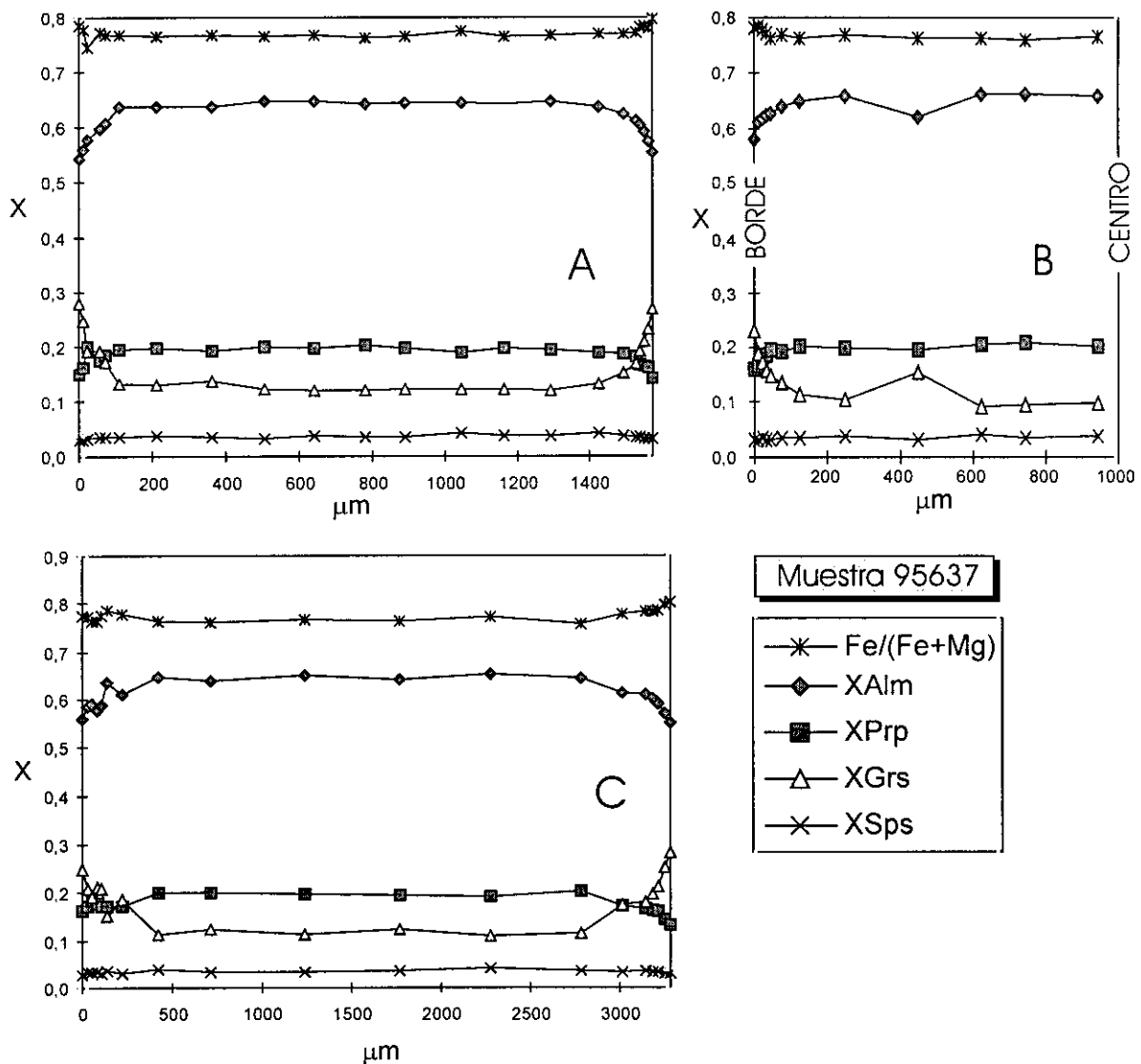


Figura 4.2. Dos perfiles composicionales (A y C) y un semi-perfil (B) a través de distintos granates de la muestra 95637 (granulita básica). Puede observarse como las pautas de zonado se mantienen constantes en los distintos granates analizados.

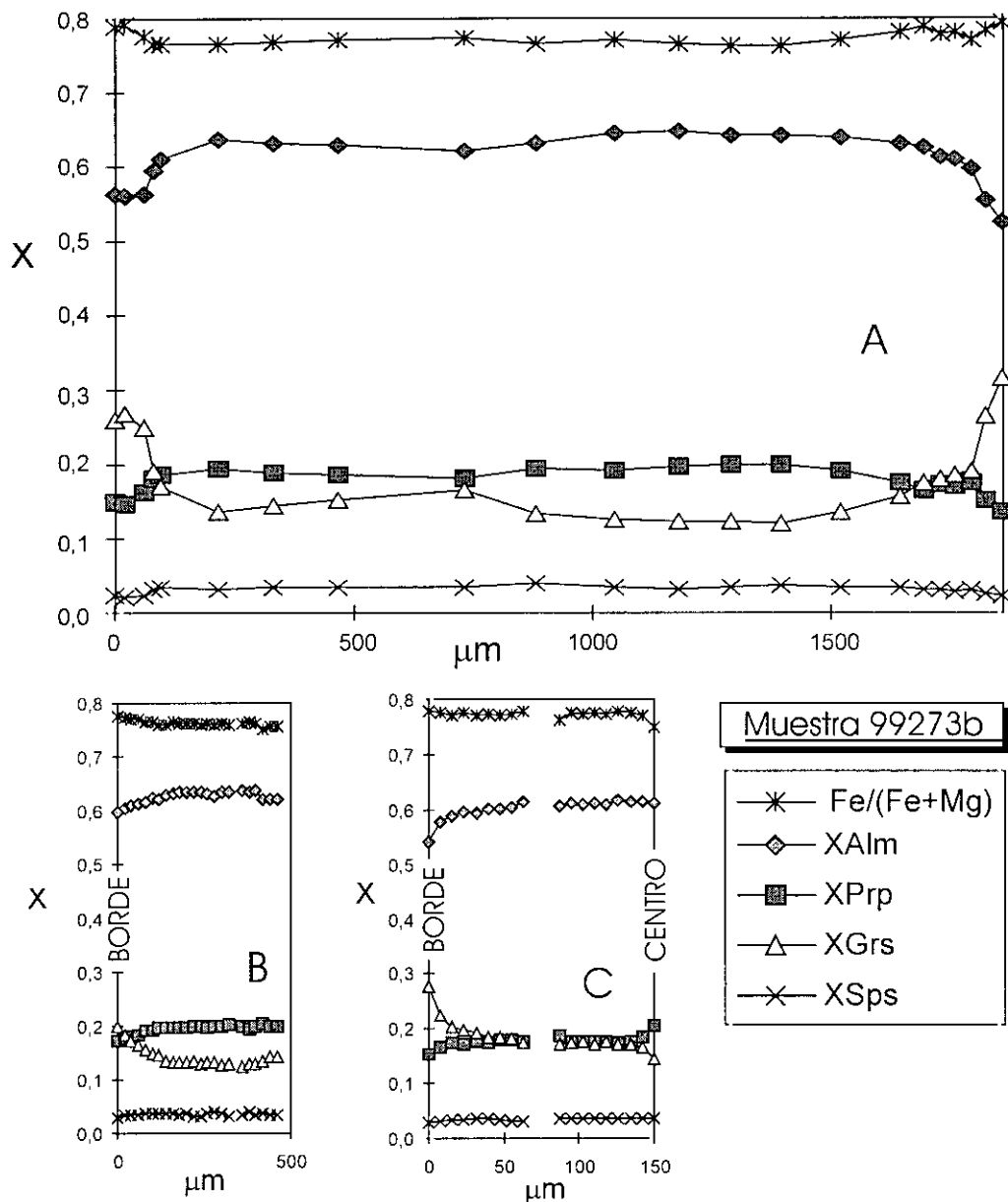


Figura 4.3. Perfil composicional (A) y semi-perfil (C) a través de distintos granates de la muestra 99273b (granulita básica). El diagrama (B) corresponde a la zona de borde de un granate de 2.5 mm.

perdiéndose entonces la composición más antigua ligada al máximo metamórfico. Como puede suponerse, la tasa de enfriamiento en la región considerada es un factor primordial que afecta al alcance que puede tener la difusión retrógrada. Un enfriamiento lento permite más tiempo para que la difusión actúe, propiciando una mayor efectividad del zonado difusional retrógrado. La variación de elementos que se produce típicamente en el borde de los granates con zonado retrógrado supone un aumento de la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (normalmente con

incremento del Fe y disminución del Mg) y del Mn, mientras que el Ca permanece estable o disminuye ligeramente. La interpretación de un zonado como producido por difusión retrógrada se realiza generalmente por sus pautas características, consistentes por tanto en centros homogéneos y una zonación en los bordes como la descrita anteriormente.

Además de los factores anteriores también influye de manera importante en el desarrollo del zonado la historia reaccional de la muestra;

es decir, el tipo de reacciones que han condicionado en cada momento la asociación mineral en equilibrio. El tipo de reacción que se produzca durante el enfriamiento puede influir notablemente en la composición del granate y de los minerales de la matriz, alterando las composiciones iniciales de equilibrio. Una excelente recopilación de cómo influyen las reacciones en la obtención de datos P-T se encuentra en Spear (1993). La conclusión principal que puede obtenerse de los datos bibliográficos existentes es que antes de interpretar los zonados se deben conocer ciertos datos, como son la tasa de enfriamiento de la región, el tipo de reacciones que han actuado o la composición de los minerales de la matriz en los momentos previos al pico metamórfico. Este tipo de datos no suele estar normalmente disponible, por lo que algunos de los métodos propuestos por Spear (1991) no parecen de aplicación general.

Aunque se ha mencionado que la difusión intracristalina comienza a ser importante en rocas de alto grado metamórfico, también puede ser un proceso relevante en granates de zonas

de grado medio. La influencia de la difusión sobre los granates con un zonado de crecimiento previo consiste en una modificación de los perfiles químicos iniciales, sobre todo en las zonas de borde. Típicamente, se produce una inversión en las tendencias del zonado, con un aumento de Fe y Mn y disminución del Mg. Este efecto lleva a subestimar en muchos casos la temperatura del pico metamórfico, al aumentar la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ en el borde del granate respecto a la relación original durante el máximo térmico.

Interpretación del zonado de los granates de las granulitas de la unidad culminante

El zonado químico de estos granates permite hacer una serie de consideraciones. Las mesetas centrales con muy pequeña variación en la composición sugieren que los granates debieron homogeneizarse en algún momento, presumiblemente durante el máximo térmico. La composición de las zonas centrales es muy similar en todos los granates del mismo tipo de granulitas, incluso en los de mayor tamaño (1 cm), lo que indica que su composición

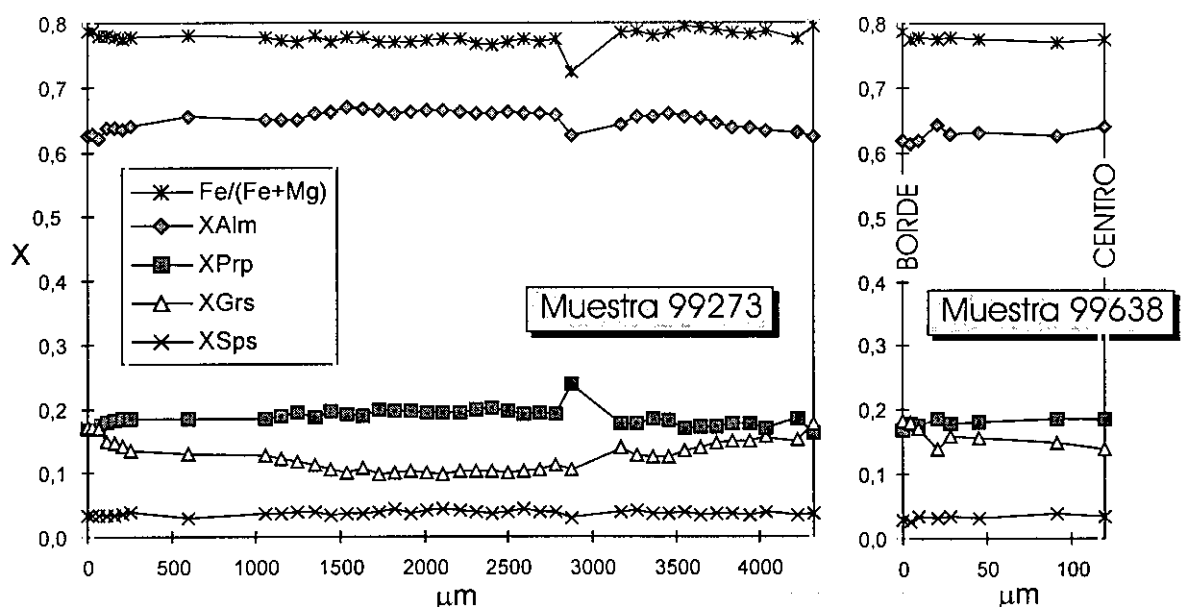


Figura 4.4. Perfil composicional a través de un granate de la muestra 99273 y semi-perfil en un granate de la muestra 99638 (granulitas básicas).

posiblemente refleja la que existía en el momento de la homogeneización. Por otra parte, y en una primera aproximación, atendiendo únicamente a la morfología de los perfiles químicos, podría interpretarse que la zonación presente en los bordes de los granates corresponde a un zonado por difusión retrógrada. Sin embargo, las características de la variación de conjunto de los elementos químicos sugiere que no se trata de un zonado difusional. En este sentido, el descenso del Mn en el borde del cristal, aunque ligero, es muy significativo, puesto que este comportamiento suele asociarse con un crecimiento de granate

(Hollister, 1966). El aumento importante del Ca y el descenso del Fe tampoco parecen compatibles con un zonado difusional. Esta variación de elementos sugiere que el borde de los granates representa un recrecimiento alrededor de un granate que previamente era homogéneo. Esta interpretación se encuentra apoyada además por criterios texturales: en algunos granates de las granulitas metapelíticas puede observarse un recrecimiento de granate xenomorfo alrededor de un cristal anterior normalmente subidiomorfo (Láminas 3.5 y 3.6, Fig. 4.5, ver Cap. 3), que coincide exactamente con el borde zonado del mineral.

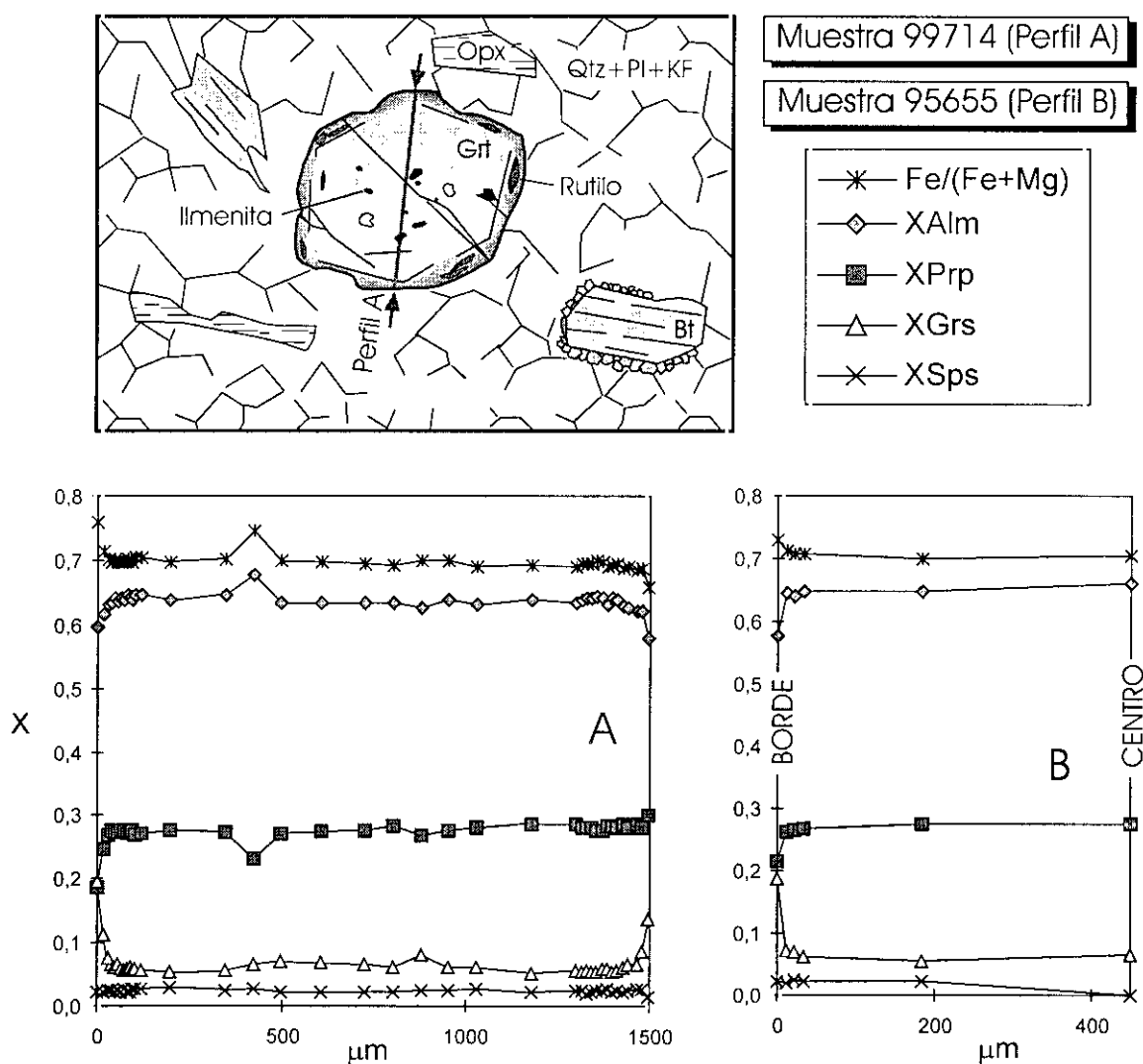


Figura 4.5. Perfil composicional (A) y semi-perfil (B) a través de dos granates de dos muestras de granulitas metasedimentarias. En la parte superior se muestra un esquema petrográfico idealizado donde se resaltan las características texturales de estas litologías.

Una vez establecido que el zonado de los bordes de estos granates puede asimilarse a un zonado de crecimiento, pueden considerarse varios mecanismos que podrían originarlo. La mayor variación se produce en la molécula de grosularia, y cualquier mecanismo que se invoque deberá explicar, por tanto, el fuerte incremento de esta molécula hacia el borde del cristal. En general, la variación en grosularia suele considerarse indicativa de variaciones en la presión, y puede demostrarse que su proporción aumenta al aumentar la presión (Ghent, 1976; Powell y Holland, 1988; Enami, 1998). Por lo tanto, esta variación podría interpretarse tentativamente como originada por un aumento importante de la presión, siempre teniendo en cuenta que las condiciones P-T deben establecerse también de acuerdo con la composición de los demás minerales en equilibrio con el granate. Las características petrográficas y químicas de las granulitas parecen compatibles con esta interpretación, es decir, que la variación del Ca esté motivada por variaciones de presión, de acuerdo con las siguientes consideraciones:

(1) La presencia de rutilo en las zonas de borde de los granates, en contraste con la presencia únicamente de ilmenita en los núcleos (Láminas 3.5 y 3.6, Fig. 4.5), sugiere claramente un aumento de presión en la dirección centro-borde. Cuando se distingue texturalmente un recrecimiento de granate zonado alrededor de uno homogéneo, el rutilo se encuentra sólo en el primero.

(2) El comportamiento idéntico de la molécula de grosularia en los dos tipos de granulitas hace poco probable que el Ca pueda provenir de la descomposición de una fase más cálcica que el propio granate, inexistente en las granulitas metapelíticas.

(3) La zonación que se detecta en las plagioclasas en contacto con granate (como se comentará más adelante), sugiere que lo más

probable es que el Ca que se incorpora en el granate provenga de la plagioclasea, hecho también compatible con un aumento de presión.

En definitiva, el zonado de los granates de las granulitas es interpretado como producido en dos etapas: (1) zonado difusional generado por difusión a temperatura lo suficientemente alta como para producir la homogeneización química del mineral; (2) recrecimiento posterior de los granates relacionado esencialmente con un aumento de la presión. Es decir, el comportamiento del Ca y el análisis textural sugieren un incremento de presión durante el último crecimiento de granate, y la variación en $Fe/(Fe+Mg)$ indica que probablemente no fue acompañada de una fuerte variación de temperatura. Esta interpretación plantea un problema que requiere explicación: si inicialmente existían condiciones de temperatura suficiente elevadas para homogeneizar los granates, no se comprende con facilidad cómo un nuevo incremento de P y T puede producir un zonado de crecimiento, en lugar de mantener la homogeneidad química de los cristales de granate. En principio, pueden plantearse varias alternativas para explicar esta ausencia de homogeneización. Por ejemplo, un nuevo enterramiento y una rápida exhumación podrían explicar el desarrollo de un recrecimiento progrado de los granates homogéneos y su persistencia posterior (Hiroi *et al.*, 1998). Esta persistencia del zonado sería posible, por tanto, por una breve permanencia en las nuevas condiciones, que no permitiera la difusión total. Existen razones para pensar que la aproximación a la zona de mayor presión de la facies de las granulitas conlleva una pérdida de eficacia de los procesos difusionales, como lo demuestra la existencia de granates de granulitas de alta presión con zonados de crecimiento perfectamente preservados, formados incluso a temperaturas superiores a 850 °C (Indares,

1995; Chen *et al.*, 1998). Consideraciones sobre el equilibrio químico de la paragénesis granulítica y cálculos termobarométricos parecen confirmar esta interpretación (ver siguientes secciones).

Por otra parte, existen en la literatura algunos ejemplos de granates con un zonado prácticamente idéntico al de estas granulitas y que han sido interpretados en términos similares de variación de las condiciones P-T. Baba (1998) realizó una investigación sobre el zonado de unos granates del Lewisian Complex (NW de Escocia). Considera que el fuerte aumento de grosularia existente en el borde más externo se debe a una presurización isotérmica producida durante un enterramiento relacionado con la dinámica de un margen continental activo (ver capítulo 5). Erambert y Austrheim (1993) muestran granates de granulitas metagabroicas de Bergen Arcs (W de Noruega), con núcleos homogéneos y bordes zonados de forma muy similar a los presentados en este trabajo. La característica más destacable de el zonado de estos granates es un aumento de grosularia en el borde más externo, acompañado de un descenso de la relación $Fe/(Fe+Mg)$. El cinturón de Bergen Arcs es un terreno poliorogénico en el que pueden reconocerse al menos dos ciclos tectonotermales. Las granulitas se originaron durante el primer ciclo, y durante el segundo sufrieron una recristalización en condiciones de la facies de las eclogitas, localizada principalmente en zonas de cizalla. La interpretación de los autores para la zonación de los granates de las granulitas está relacionada con la evolución policíclica de la región. Las mesetas centrales homogéneas se originarían durante el episodio granulítico, mientras que los bordes zonados representarían un recrecimiento posterior, alejado en el tiempo, motivado por el nuevo evento eclogítico. En el caso del sector occidental de la unidad

culminante del Complejo de Ordenes, se propone igualmente una evolución poliorogénica y, por consiguiente, la zonación presente en los granates de las granulitas podría interpretarse también en términos de una evolución bicíclica. Dicha interpretación implicaría que durante el episodio metamórfico Ordovícico Inferior se habría producido el crecimiento de las mesetas centrales de los granates, mientras que los bordes zonados corresponderían a un recrecimiento Varisco. Sin embargo, no se ha podido encontrar ninguna evidencia clara, ni estructural ni petrológica, de que el crecimiento de estos granates responda a una evolución con más de un ciclo orogénico, ni que exista por tanto una diferencia temporal entre el crecimiento del núcleo y el borde del granate. Tales evidencias podrían ser, por ejemplo, y como en el caso del W de Noruega, zonas de cizalla que cortaran a las granulitas y produjeran su recristalización en nuevas condiciones. Por ello no puede demostrarse que exista una relación entre la zonación de los granates de las granulitas de la unidad culminante y su carácter policíclico. No obstante, el estudio termobarométrico y geocronológico de la unidad culminante sugiere que el crecimiento de estos granates se ha producido enteramente durante el ciclo orogénico Ordovícico. Las monacitas separadas de las granulitas metapelicas tienen una edad Ordovícico Inferior (datadas mediante U-Pb), y la termobarometría de los bordes de los granates utilizados en combinación con los bordes de los minerales de la matriz de las mismas granulitas indican temperaturas muy superiores a la temperatura de bloqueo del sistema U-Pb en la monacita. Esto supone que la edad de los bordes de los granates no puede ser posterior a la edad de las monacitas, por que en tal caso se habría producido el reequilibrio isotópico de las mismas (véase una discusión más detallada en el capítulo 6).

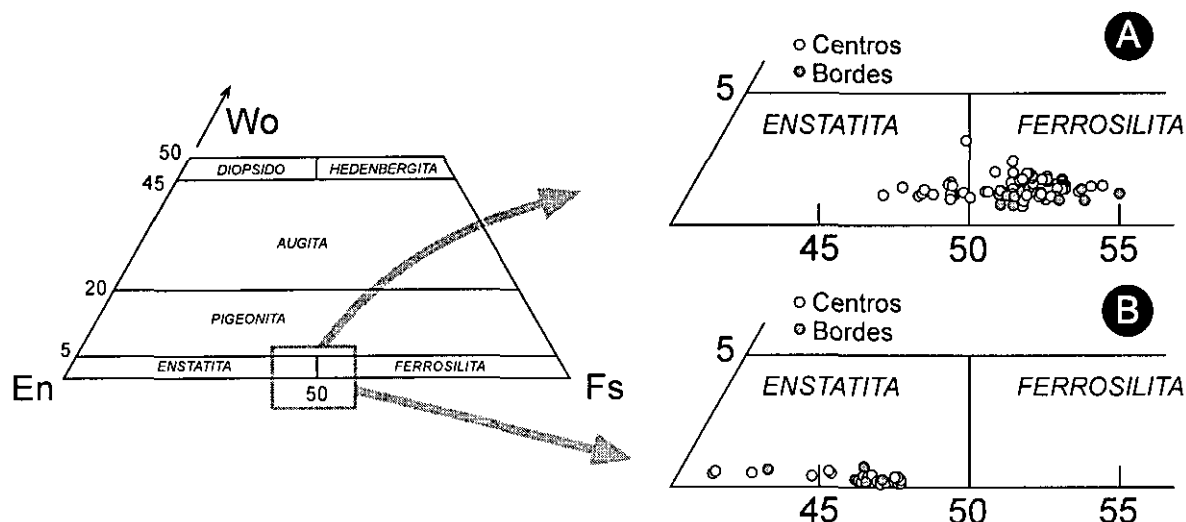


Figura 4.6. Diagrama cuadrilateral de clasificación de piroxenos (según Morimoto, 1988) donde se representan los ortopiroxenos de las granulitas básicas desarrolladas en la base del Gabro de Monte Castelo (A) y de las granulitas metasedimentarias que se encuentran como enclaves en el mismo gabro (B).

Ortopiroxeno

Los ortopiroxenos, tanto los de las granulitas básicas como los de las metapelíticas, muestran una composición química muy homogénea, no existiendo diferencias relevantes entre los cristales de la matriz y los cristales en contacto con el granate o incluidos en este mineral. Sin embargo, sí que pueden diferenciarse composicionalmente los ortopiroxenos de las granulitas básicas respecto a los de las granulitas metapelíticas (Tablas A2 y B2). Los primeros son ligeramente más ricos en ferrosilita y wollastonita y algo más pobres en Al respecto a los segundos (Fig. 4.6). La composición de los ortopiroxenos de las granulitas básicas varía en el estrecho rango comprendido entre Fs_{47} y Fs_{56} , con una media en torno a Fs_{52} ; los contenidos en la molécula de wollastonita oscilan entre 1 y 3%, mientras que los de Al_2O_3 se sitúan en torno a un 1% y tienden a aumentar ligeramente hacia el borde de los cristales. En las granulitas metapelíticas el contenido en Fe varía entre Fs_{42} y Fs_{48} , con una media en torno a Fs_{46} . En la Fig. 4.6 se han representado los ortopiroxenos analizados en el diagrama

cuadrilateral de clasificación de piroxenos (Morimoto, 1988). Además de observarse las diferencias composicionales entre los piroxenos de los dos tipos de granulitas, puede apreciarse también en ambos casos una cierta tendencia

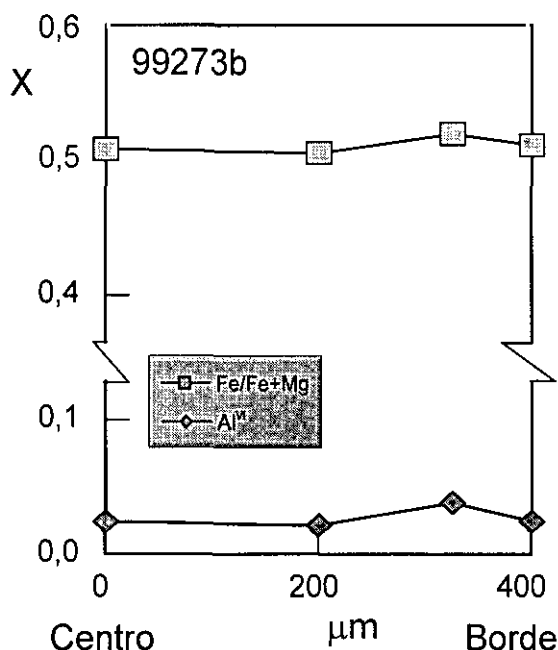


Figura 4.7. Semiperfil composicional de un ortopiroxeno de la muestra 99273b (granulita básica) mostrando la variación de la relación $Fe/(Fe+Mg)$ y del Al (VI) desde el centro hasta el borde del cristal.

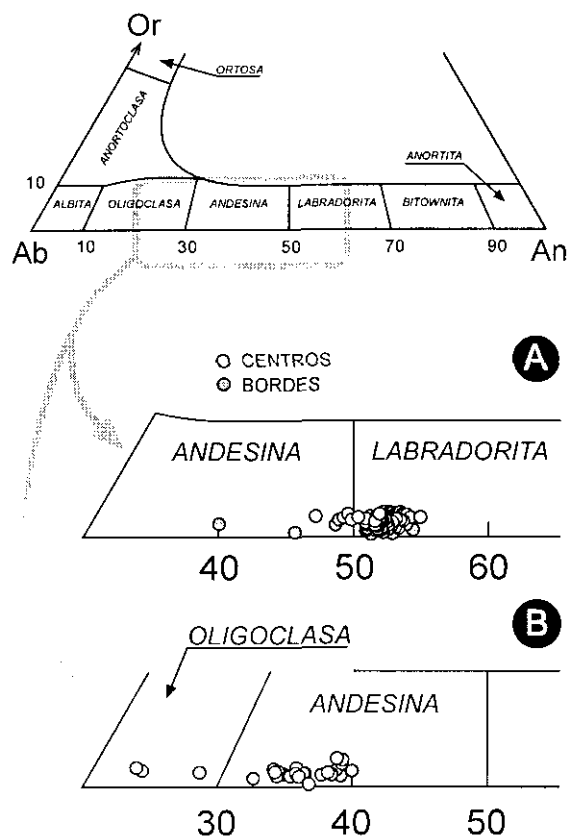


Figura 4.8. Clasificación de las plagioclasas en el diagrama triangular Ab-An-Or. A, plagioclasas de las granulitas básicas; B, plagioclasas de las granulitas metapelíticas.

al aumento del contenido en Fe en los bordes en los cristales.

No existe una zonación muy acentuada en los cristales de ortopiroxeno, tan sólo la mencionada tendencia al aumento del Fe hacia los bordes, la misma evolución que muestra la relación $Fe/(Fe+Mg)$ y el contenido en Al octaédrico (Al^{VI}). Esta pauta se invierte ligeramente en la zona más externa del cristal (Fig. 4.7), pero siempre resultan variaciones de escasa entidad.

Plagioclasa

Las plagioclasas de las granulitas básicas y metapelíticas muestran composiciones bastante diferenciadas (Tablas A3 y B3). Las primeras son más anortíticas y en el diagrama

triangular de clasificación de feldespatos se sitúan entre los campos de andesina y labradorita, con una composición media cercana a An_{52} (Fig. 4.8). Las plagioclasas de las granulitas metapelíticas son mayoritariamente andesinas y en mucha menor medida oligoclasas, con una composición media en torno a An_{36} . Existen varios tipos texturales de cristales de plagioclasa (granoblásticas, normalmente de tamaño cercano a 1mm; tabulares, de tamaño algo mayor; e inclusiones en otros minerales) y, al igual que en el caso de los ortopiroxenos, su composición química es relativamente homogénea, sin que se hayan encontrado diferencias importantes entre los distintos tipos. En general no están zonadas, o presentan ligeras variaciones sin una pauta clara (Fig. 4.9 D y E), excepto en el caso de las plagioclasas en contacto con granate. La mayor parte de estas plagioclasas muestran una zonación sistemática en su borde más externo en contacto con el granate. Consiste en un enriquecimiento en albita que se produce en los últimos 100-200 μm del cristal (Fig. 4.9 A, B, C), y que resulta similar en ambos tipos de granulitas. Este zonado es complementario con el de los granates, indicando un intercambio de Ca entre ambos minerales mediante una reacción de transferencia de masas.

Biotita

Únicamente se han analizado biotitas que presentaban equilibrio textural con la paragénesis granulítica (Tablas A4 y B4). Muestran altos contenidos en Ti (hasta 6.5% TiO_2), que sugieren una temperatura de formación elevada y apuntan la posibilidad de que estén en equilibrio químico con los demás minerales granulíticos. En el diagrama Al^{VI} vs. $Mg/(Mg+Fe)$ se muestran los análisis realizados de biotitas (Fig. 4.10). Los contenidos en Al^{VI} son relativamente bajos, como corresponde a rocas de alto grado metamórfico.

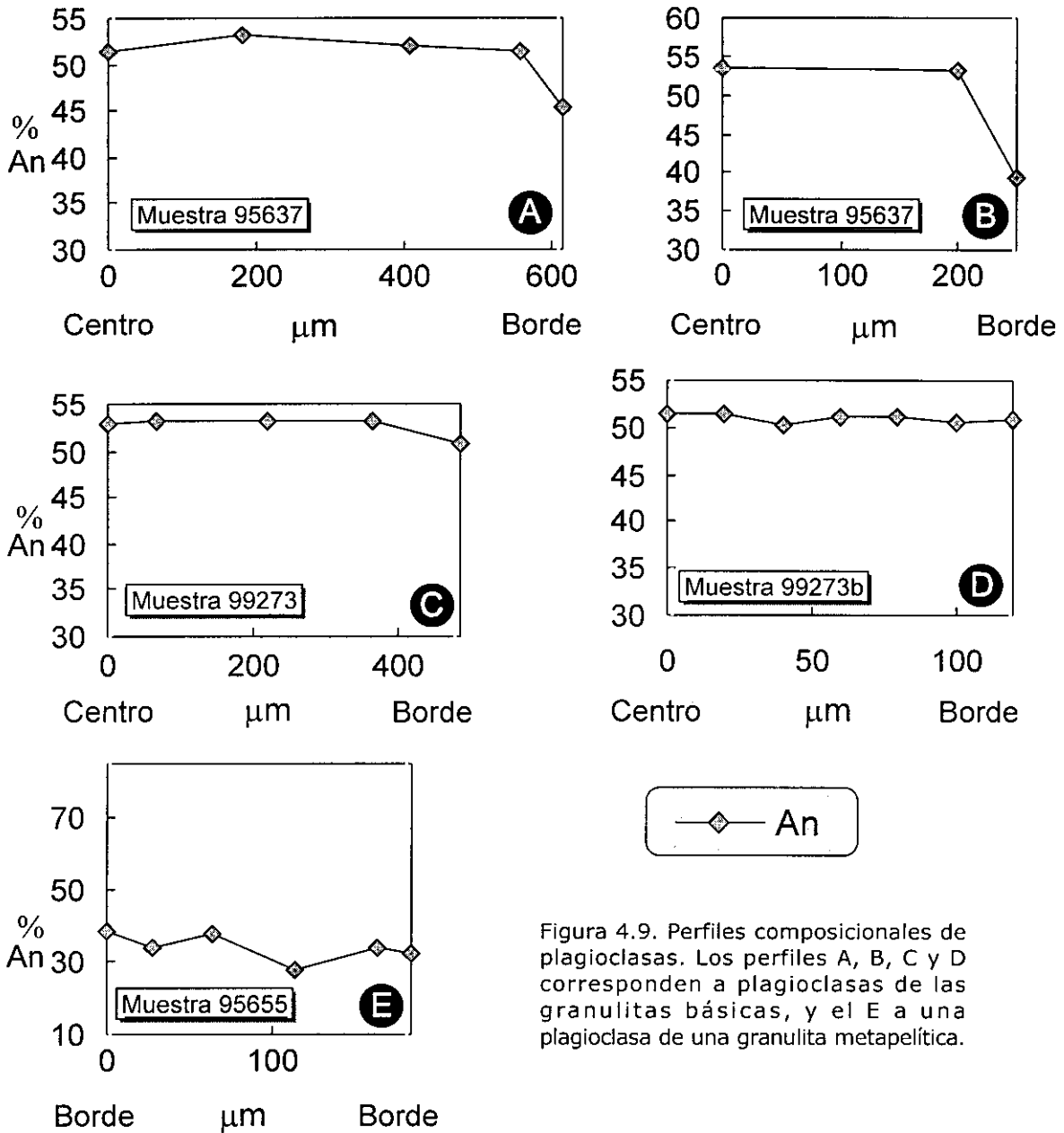


Figura 4.9. Perfiles composicionales de plagioclasas. Los perfiles A, B, C y D corresponden a plagioclasas de las granulitas básicas, y el E a una plagioclase de una granulita metapelítica.

Puede apreciarse que las biotitas de las granulitas metapelíticas tienen una composición ligeramente diferente a las biotitas de las granulitas básicas, siendo algo más ricas en Mg y Al^{VI} . Los contenidos en Ti son similares. No se han detectado, en general, variaciones importantes entre las composiciones del centro y del borde de los cristales, aunque en las biotitas en contacto con granates se observa en ocasiones una ligera disminución de la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, que resulta complementaria con la variación de esta relación en el granate y sugiere

intercambio retrógrado Fe-Mg entre ambos minerales.

Anfibol

El estudio petrográfico de las granulitas básicas sugiere que los anfíboles (Tabla A5) tienen un carácter tardío respecto a los minerales de la paragénesis granulítica inicial.

La nomenclatura de los anfíboles y su clasificación son relativamente sensibles a la

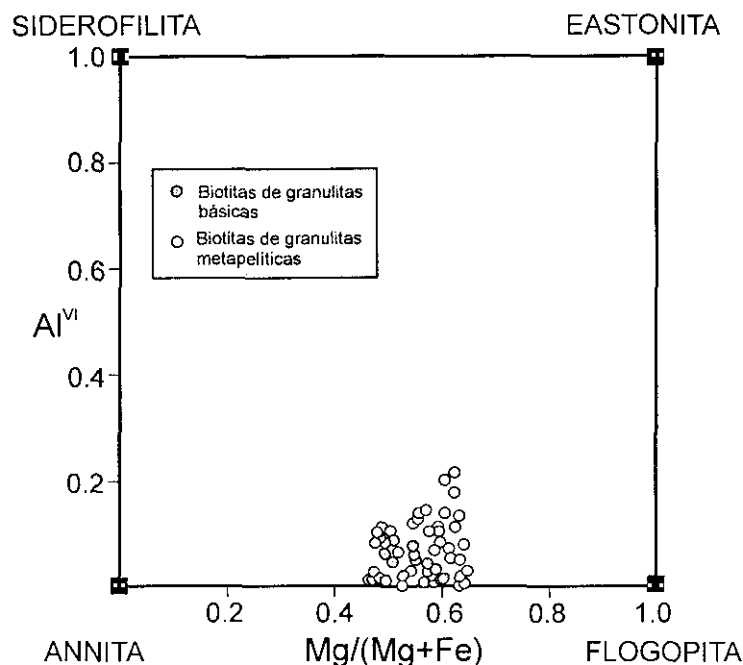


Figura 4.10. Diagrama $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs. Al^{VI} para las biotitas de granulitas básicas y granulitas metapelíticas.

normalización que se utilice para calcular la fórmula estructural, por lo que es un aspecto importante a tener en cuenta. Existen distintas normalizaciones que resultarán más o menos adecuadas en función de la composición de los anfíboles. En este trabajo se ha utilizado el algoritmo de Spear y Kimball (1984), que calcula seis normalizaciones diferentes y selecciona las más adecuadas para la composición de los anfíboles considerados, de acuerdo con criterios cristalográficos y estequiométricos (ver Robinson *et al.*, 1982). En este caso, la normalización más adecuada resulta de considerar una suma de cationes igual a 13, exceptuando el Ca, Na y K (ver tabla A5 de apéndice), lo que implica que: la posición A sólo puede estar ocupada por Na y K; todo el K debe estar en A; el Ca sólo puede ocupar la posición M4 y sólo se permiten vacantes en A y M4. Los anfíboles de las granulitas son de composición bastante homogénea, con una relación $Fe/(Fe+Mg)$ variable en torno a 0.4 y 0.5. Los contenidos en Si (6.2-6.4 cationes en la fórmula estructural) y en Ti (0.17-0.20 cationes en la fórmula estructural) son compatibles con anfíboles originados en alto grado metamórfico. Para su

clasificación se han utilizado los diagramas de Leake (1978), apareciendo dos grupos composicionales, en función de que el valor $(Na+K)_A$ sea inferior o superior a 0.50. El grupo más numeroso corresponde a anfíboles con un valor inferior a 0.5, proyectándose en los campos de la hornblenda tschermaquítica y en menor medida de la tschermaquita (Fig. 4.11). En el grupo con valor de $(Na+K)_A$ superior a 0.5 todos los anfíboles se proyectan en el campo de la hornblenda férrica-pargasítica (Fig. 4.11). Por tanto, puede simplificarse indicando que la composición de estos anfíboles varía entre hornblenda tschermaquítica y hornblenda pargasítica.

Oxidos de Fe-Ti

Tanto en las granulitas básicas como en las metapelíticas se han analizado óxidos de Fe-Ti, que resultan ser ilmenitas y rutilos (Tabla AB1). Las composiciones de dichos minerales son muy similares en ambos tipos de rocas (Fig. 4.12; Tabla AB1, apéndice). Las ilmenitas presentan unos contenidos en el término final del mismo nombre ($FeTiO_3$) variables entre 91.9

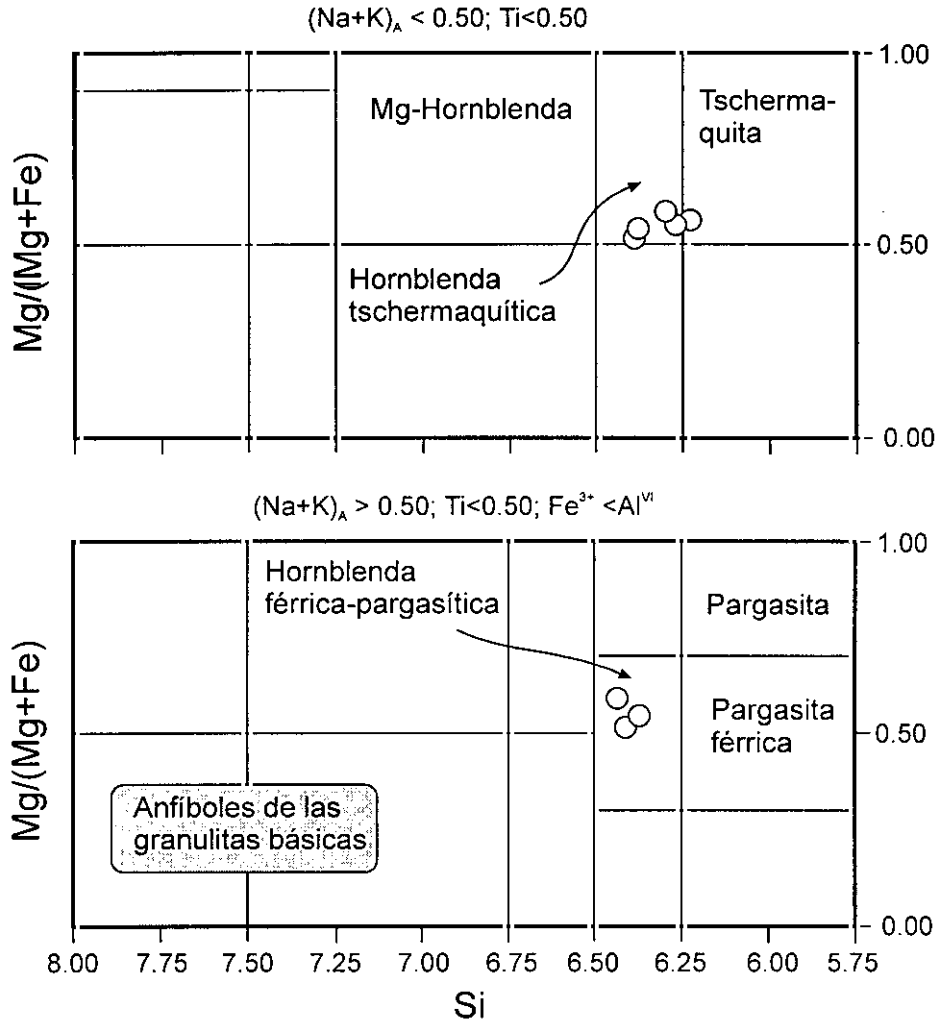
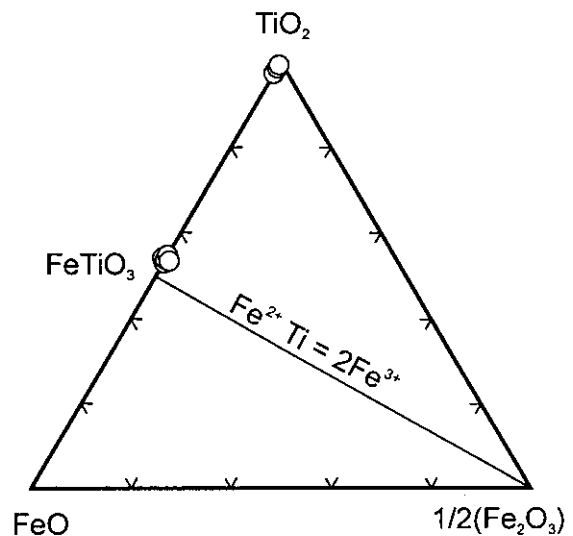


Figura 4.11. Representación de los anfíboles de las granulitas en el diagrama de Leake (1978).

y 95.5 %. El resto corresponde a los términos rutilo (2.1-5.2 %), pirofanita (MnTiO_3 ; 1.3-2.45 %) y cantidades menores de FeAlO_3 y FeSiO_3 . Los contenidos relativamente elevados en pirofanita sugieren que la ilmenita se ha formado a temperaturas relativamente altas.

Los rutilos corresponden a óxidos de Ti prácticamente puros, con un contenido variable entre 97.7 y 99.9 de TiO_2 .

Figura 4.12. Representación de las composiciones de los óxidos de Fe-Ti de las granulitas básicas y metapelíticas en un diagrama triangular de vértices TiO_2 (rutilo), FeO (wüstita) y $\frac{1}{2}(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ (hematites).



4.1.2 Termobarometría

4.1.2.1 Termobarometría multiequilibrio en granulitas

Selección de los análisis utilizados para los cálculos P-T

La información termobarométrica que puede extraerse de este tipo de granulitas se limita como máximo a dos puntos en la trayectoria P-T, puesto que la homogeneización del granate ha borrado la primera parte de su historia progradada. El primer punto, deducible a partir de las amplias mesetas centrales, corresponderá a las condiciones que existían durante la homogeneización de los granates, suponiendo que su composición se haya mantenido inalterada, mientras que el segundo punto dará cuenta, en nuestro caso, de las condiciones a las que se produjo el recrecimiento de los delgados bordes de los granates. De acuerdo con la interpretación que se ha realizado del zonado de los granates y de los demás minerales, se han seleccionado dos asociaciones para su estudio termobarométrico. En primer lugar se han combinado las composiciones de las zonas centrales de los granates con los análisis de los centros de ortopiroxenos, plagioclasas y biotitas, y para los dos tipos de granulitas. En segundo lugar se han combinado las composiciones de los bordes de los granates con los bordes de las plagioclasas en contacto (más ricas en Na, ver Fig. 4.9), y con los bordes de ortopiroxenos y biotitas. El carácter bastante homogéneo de las biotitas se traduce en la práctica en la utilización de composiciones muy parecidas de centros y bordes. Cuando las biotitas son totalmente homogéneas, se han utilizado obviamente las mismas composiciones para el centro y el borde. La difusión en la biotita a altas temperaturas es mucho más rápida que en el granate (Lasaga, 1983), por lo que su

homogeneización resulta más fácil y su composición suele reflejar la del pico térmico. No obstante, al ser la difusión muy rápida también se producen más fácilmente reequilibrios retrógrados que deben ser tenidos en cuenta a la hora de abordar la termobarometría. Por ello, y para minimizar el efecto de los intercambios Fe-Mg retrógrados, se han seleccionado exclusivamente análisis de biotitas procedentes de lugares alejados de los demás ferromagnesianos (granate, ortopiroxeno) y de muestras con una alta proporción modal de este mineral.

Dada la relativa homogeneidad de las composiciones de los minerales, se ha preferido utilizar las medias aritméticas de análisis seleccionados en lugar de análisis individuales, excepto en los casos en que se indicará. Para calcular las condiciones P-T en las granulitas se ha utilizado el método denominado de multiequilibrio y el "software" TWEEQU (Thermobarometry With Estimation of EQUilibrium, o abreviadamente TWQ; Berman, 1991) en su versión 2.02. Dicho "software" proporciona una base de datos termodinámicos y modelos de actividad-composición de los minerales, lo que permite guardar la consistencia interna en los cálculos, al utilizar siempre los mismos.

Termobarometría convencional y termobarometría multiequilibrio:

La termobarometría convencional consiste en la utilización de dos reacciones entre minerales que se cortan en el espacio P-T, idealmente una fuertemente dependiente de la presión y la otra fuertemente dependiente de la temperatura. La resolución simultánea de las dos reacciones (geobarómetro y geotermómetro, respectivamente) proporciona un dato P-T que será válido si existe equilibrio entre los minerales

escogidos y si el termómetro y el barómetro dejan de operar en el mismo momento; es decir, si tienen una temperatura de cierre similar. En la bibliografía pueden encontrarse un gran número de reacciones calibradas tanto teórica como experimentalmente, que pueden ser utilizadas para calcular presiones y temperaturas de metamorfismo (ver recopilación en Spear, 1993). La posición de las reacciones en un diagrama P-T se desplaza en función de los valores de las actividades de los minerales involucrados, calculadas a partir de sus análisis químicos. Cuando se selecciona la asociación mineral adecuada, la aplicación de esta técnica suele dar resultados coherentes entre sí y geológicamente razonables (p.e. compatibles con los campos de estabilidad de los polimorfos de SiAl_2O_5 realmente existentes en la asociación). Sin embargo, presenta algunos problemas y limitaciones, que fundamentalmente son:

(1) Problemas derivados de su inconsistencia interna: Quizás la fuente de errores más importante en termobarometría surge de las incertidumbres existentes en el cálculo de las actividades de los minerales (Powell y Holland, 1988). Entre otros factores, éstas dependen del grado de exactitud con que se conozcan las propiedades termodinámicas de los minerales, que están en constante revisión. Por ello, es posible que diferentes formulaciones de equilibrios propuestas por distintos autores partan de propiedades termodinámicas diferentes, y si se utilizan en combinación se introduce una importante inconsistencia en el cálculo. Este tipo de errores impide también una correcta comparación entre resultados termobarométricos, puesto que cuando se usan calibraciones diferentes se obtendrán resultados distintos, incluso partiendo de los mismos datos composicionales.

(2) Ambigüedad: Pueden existir varias formulaciones de un solo termómetro o barómetro. Por ejemplo, el termómetro granate-biotita cuenta al menos con ocho diferentes (Spear, 1993, pag. 517), y no siempre existe un criterio claro para elegir la más adecuada. En ocasiones, el propio proceso de selección entre las distintas formulaciones propuestas en la bibliografía dificulta enormemente la obtención de una estimación P-T fiable.

(3) Valoración de la validez de los resultados: No existe forma de evaluar si la asociación mineral escogida está en equilibrio y, por lo tanto, tampoco de evaluar la validez de los resultados. Únicamente puede ser juzgada a partir de razonamientos geológicos independientes, de la consistencia de resultados entre distintas zonas de una misma muestra o entre distintas muestras de zonas cercanas, o de estimaciones P-T independientes (redes petrogenéticas).

En ciertos casos, estos problemas pueden resolverse utilizando la denominada termobarometría de multiequilibrio. Generalmente, los minerales de una paragénesis metamórfica pueden relacionarse por más de dos reacciones simultáneas, de forma que la dispersión de los cortes mutuos entre las distintas reacciones puede ser una forma de valorar el estado de equilibrio de una muestra. Si el conjunto de equilibrios contiene sólo dos reacciones linealmente independientes, todas las reacciones deben converger en un punto, independientemente de las actividades o datos termodinámicos que se usen para los minerales. Si un conjunto de reacciones de esta naturaleza no converge en un punto esto no puede considerarse como prueba de la falta de validez del resultado P-T, sino que únicamente indica inconsistencia en el cálculo (Berman, 1991). Por el contrario, si tres

o más reacciones linealmente independientes pueden ser aplicadas a una paragénesis, y éstas se calculan partiendo de un mismo conjunto de datos termodinámicos internamente consistentes (modelos de actividad-composición y ecuaciones de estado), entonces la distribución de intersecciones P-T entre las distintas reacciones será realmente una medida fiable de la validez de la determinación P-T. Para que una determinación P-T sea válida deben darse tres condiciones básicas (Berman, 1991; Lieberman y Petrakakis, 1991): existencia de equilibrio en la muestra, validez del modelo termodinámico teórico aplicado a muestras naturales y existencia de suficiente exactitud analítica. Si se cumplen estas tres condiciones, en un hipotético caso ideal, las reacciones se cortarían en un único punto del espacio P-T. Además, el grado de dispersión de las intersecciones no sólo nos informa sobre la validez del resultado, sino que en ocasiones el patrón de dispersión puede dar indicaciones sobre cual de las condiciones de validez ha sido quebrantada de forma más importante. De este modo, añadiendo o excluyendo especies minerales y observando su influencia en los equilibrios, puede llegarse a conclusiones acerca de qué minerales están en equilibrio mutuo y cuales crean problemas.

Resultados

1) Granulitas básicas

Se han realizado estimaciones P-T mediante el método TWQ (Berman, 1991) en tres muestras de granulitas básicas. En las tres muestras la asociación granulítica se encuentra en equilibrio textural, al menos en amplias zonas de la lámina delgada. El equilibrio textural no presupone la existencia de equilibrio químico, pero suele considerarse una condición necesaria. Se considera que existe equilibrio textural cuando se dan una serie de condiciones, principalmente

la presencia de cristales con caras idiomorfas con contactos mutuos netos y más o menos rectos. Sin embargo, la existencia de equilibrio químico no puede demostrarse con criterios texturales, aunque la falta de equilibrio generalmente sí. Texturas tales como coronas y symplectitas y la misma existencia de minerales zonados son indicadores de desequilibrio químico a cierta escala, aunque los minerales implicados en estas texturas pudieron haber estado anteriormente en equilibrio. Por ello, a escala de lámina delgada es posible observar zonas aparentemente en equilibrio junto a dominios en los que aparecen texturas de desequilibrio. Si una muestra o una zona de una muestra no presenta ningún criterio de desequilibrio, puede inferirse razonablemente que el equilibrio químico es muy probable.

Se ha utilizado siempre la paragénesis granulítica completa para definir las reacciones aplicables en cada caso, incluyendo granate, ortopiroxeno, plagioclasa, biotita y cuarzo. Los términos químicos usados en los cálculos se han obtenido mediante el programa CMP, incluido en el paquete TWQ. Este programa genera ficheros composicionales informáticos que pueden ser tratados directamente con el "software" TWQ. Para el granate, ortopiroxeno y biotita se ha considerado el $\text{Fe}_T = \text{Fe}^{2+}$, tal como recomienda Berman (1991; ver documentación que acompaña al programa TWQ), debido a la extrema sensibilidad a los errores analíticos de los cálculos usualmente empleados para obtener el Fe^{3+} . Esta elección permite una comparación más fiable entre las distintas muestras y suele producir además una menor dispersión de resultados. Por otro lado, como es conocido, la utilización de todo el Fe como Fe^{2+} puede producir en ocasiones una sobreestimación de la temperatura (Ferry, 1980). El sistema químico modelizado para calcular todas las posibles reacciones fué $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-$

H₂O (KCFMASH). Los modelos de actividad-composición utilizados para los distintos minerales fueron los de Berman y Aranovich (1996) para granate, biotita y ortopiroxeno, y Fuhrman y Lindsley (1988) para la plagioclasa. La base de datos termodinámicos utilizada es esencialmente la publicada por Berman (1988),

aunque con una serie de actualizaciones que se describen en la documentación que acompaña al programa TWQ 2.01.

Muestra 95637: Las composiciones de minerales utilizadas corresponden a medias aritméticas de distintos análisis. Éstas fueron:

	CENTROS				BORDES			
	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita
N	21	17	19	4	4	7	5	4
SiO ₂	37.59	50.31	53.99	35.57	37.99	50.64	54.39	35.75
Al ₂ O ₃	21.73	1.02	29.09	15.79	21.93	1.30	28.69	15.79
FeO	28.97	30.35	0.05	18.71	25.03	30.68	0.37	18.71
MnO	1.61	0.59	0.04	0.05	1.22	0.58	0.01	0.05
MgO	5.19	16.04	0.00	10.10	3.97	15.93	0.01	10.10
CaO	3.91	0.67	10.13	0.00	8.95	0.44	9.61	0.00
Na ₂ O	0.02	0.02	5.27	0.06	0.01	0.01	5.60	0.06
K ₂ O	0.01	0.00	0.27	9.17	0.00	0.00	0.18	9.74
TiO ₂	0.05	0.07	0.02	5.12	0.02	0.03	0.01	5.12
NiO	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.04
Total	99.14	99.13	98.88	94.63	99.16	99.65	98.89	95.38

N=número de análisis sobre los que está calculada la media.

Los ortopiroxenos y biotitas de esta muestra no presentan una zonación importante, como puede deducirse de las composiciones de centros y bordes mostradas en el cuadro anterior. Lo mismo sucede en la mayor parte de las muestras de granulitas.

En la figura 4.13 se muestran los diagramas TWQ con las intersecciones entre los equilibrios obtenidos a partir de las composiciones de minerales de la tabla anterior. Para los centros puede observarse que las intersecciones tienden a concentrarse en una zona del espacio P-T relativamente reducida, con una media de $T=808 \pm 30$ °C y $P=7.0 \pm 0.4$ Kbar. La dispersión relativa en las intersecciones entre los equilibrios no significa necesariamente una falta de equilibrio químico. De hecho, la expectativa de que todos los equilibrios intersecten en un único punto P-T no está completamente justificada a la vista de las diferentes temperaturas de cierre y resistencias a la retrogradación de cada equilibrio (Ghent *et al.*, 1988). Además, como hemos visto,

la dispersión también puede deberse a inexactitudes en los análisis y a incertidumbres en los modelos de actividad de los minerales. En cualquier caso, cuanto mayor sea la convergencia entre los distintos equilibrios más cerca se estará de cumplir las tres condiciones necesarias para la validez de los resultados, y por tanto del equilibrio químico. Los errores presentados en las condiciones P-T corresponden a desviaciones estándar 1σ calculadas con el programa INTERSX (también incluido en el "software" TWQ). Éstos representan una medida de la imprecisión y de la dispersión de las intersecciones, pero no representan incertidumbres estadísticamente válidas (Berman, 1991). Esto es debido a que los errores dependen del modelo termodinámico y de la base de datos adoptada, y están relacionados con los modelos de solución y las ecuaciones de estado, cuyos errores son sistemáticos y no pueden ser tratados mediante las técnicas estadísticas comunes. A pesar de estas dificultades, los ejemplos prácticos indican

que un criterio razonable para asumir la existencia de equilibrio corresponde a unas desviaciones estándar 1σ (calculadas con INTERSX) de $\pm 0-40^\circ\text{C}$ y $\pm 0.2-0.5$ Kbar en un sistema con más de dos reacciones linealmente independientes. Por tanto, en este caso, con desviaciones de $\pm 30^\circ\text{C}$ y ± 0.4 Kbar y tres reacciones independientes, podría asumirse razonablemente la existencia de equilibrio.

Las composiciones de los bordes (Fig. 4.13B) presentan mucha menor dispersión, asegurando la existencia de equilibrio. Las condiciones que se obtienen son $T=884 \pm 3^\circ\text{C}$ y $P=10.0 \pm 0.3$ Kbar. Estas composiciones suponen un fuerte incremento de P acompañado también de un incremento de T entre el centro y el borde de los granates, como era sugerido por las relaciones texturales entre los minerales de las granulitas metapelíticas.

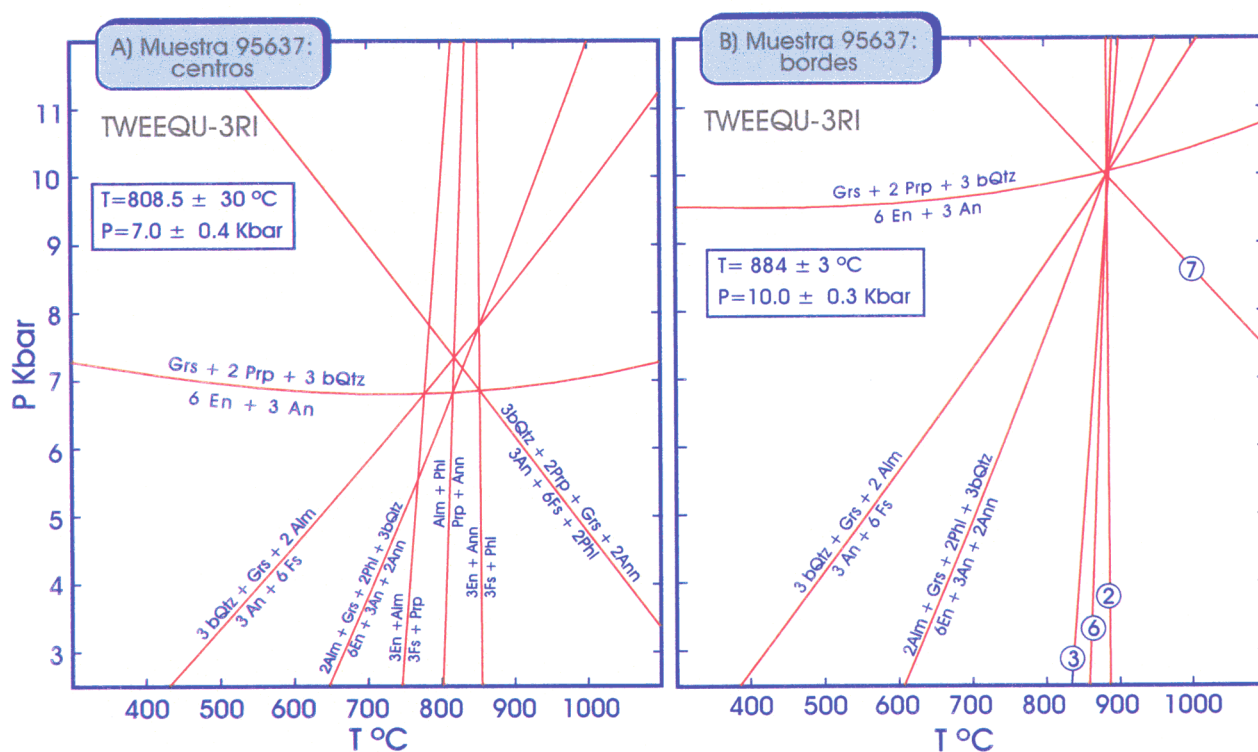


Figura 4.13. Condiciones P-T calculadas para la muestra 95637 (granulita básica) mediante la técnica TWEEQU (Thermobarometry With Estimation of Equilibrium; Berman, 1991). El diagrama (A) está calculado a partir de las composiciones medias de las zonas centrales de los granates en combinación con las composiciones medias de los centros de ortopiroxenos, biotitas y plagioclasas de la matriz en equilibrio textural con el granate. El diagrama (B) muestra las condiciones obtenidas utilizando las composiciones medias de los bordes de los granates junto con las composiciones medias de los bordes de plagioclasas, ortopiroxenos y biotitas. 3RI = 3 reacciones independientes. Los modelos de actividad-composición empleados fueron: granate: Berman y Aranovich (1996); biotita: Berman y Aranovich (1996); plagioclasa: Fuhrman y Lindsley (1988); ortopiroxeno: Berman y Aranovich (1996). Las reacciones implicadas fueron (sistema KCFMASH=óxidos de potasio, calcio, hierro, magnesio, aluminio, sílice e hidrógeno):

- 1): $3 \text{bQtz} + \text{Grs} + 2 \text{Alm} = 3 \text{An} + 6 \text{Fs}$
- 2): $3 \text{Fs} + \text{Phl} = 3 \text{En} + \text{Ann}$
- 3): $3 \text{En} + \text{Alm} = 3 \text{Fs} + \text{Prp}$
- 4): $2 \text{Alm} + \text{Grs} + 2 \text{Phl} + 3 \text{bQtz} = 6 \text{En} + 3 \text{An} + 2 \text{Ann}$
- 5): $\text{Grs} + 2 \text{Prp} + 3 \text{bQtz} = 6 \text{En} + 3 \text{An}$
- 6): $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$
- 7): $3 \text{bQtz} + 2 \text{Prp} + \text{Grs} + 2 \text{Ann} = 3 \text{An} + 6 \text{Fs} + 2 \text{Phl}$

Los reactantes son estables en el lado superior del eje Y, o en lado superior del eje X en reacciones verticales.

Muestra 99273: Las composiciones utilizadas para el cálculo de las condiciones P-T fueron:

	CENTROS				BORDES			
	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita
N	16	12	7	2	4	12	3	2
SiO ₂	37.47	50.79	55.31	36.22	38.06	50.79	55.04	36.22
Al ₂ O ₃	21.08	0.85	28.09	14.95	21.16	0.85	27.80	14.95
FeO	30.43	30.53	0.05	16.14	28.41	30.53	0.49	16.14
MnO	1.80	0.56	0.01	0.02	1.56	0.56	0.02	0.02
MgO	5.01	16.13	0.03	11.96	4.22	16.13	0.11	11.96
CaO	4.01	0.71	10.76	0.00	6.99	0.71	10.57	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	5.31	0.00	0.00	0.00	5.41	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.26	10.11	0.00	0.00	0.18	10.11
TiO ₂	0.05	0.08	0.01	6.35	0.04	0.08	0.00	6.35
NiO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02	0.04
Total	99.93	99.71	99.89	95.80	100.45	99.71	99.66	95.80

N=número de análisis sobre los que está calculada la media.

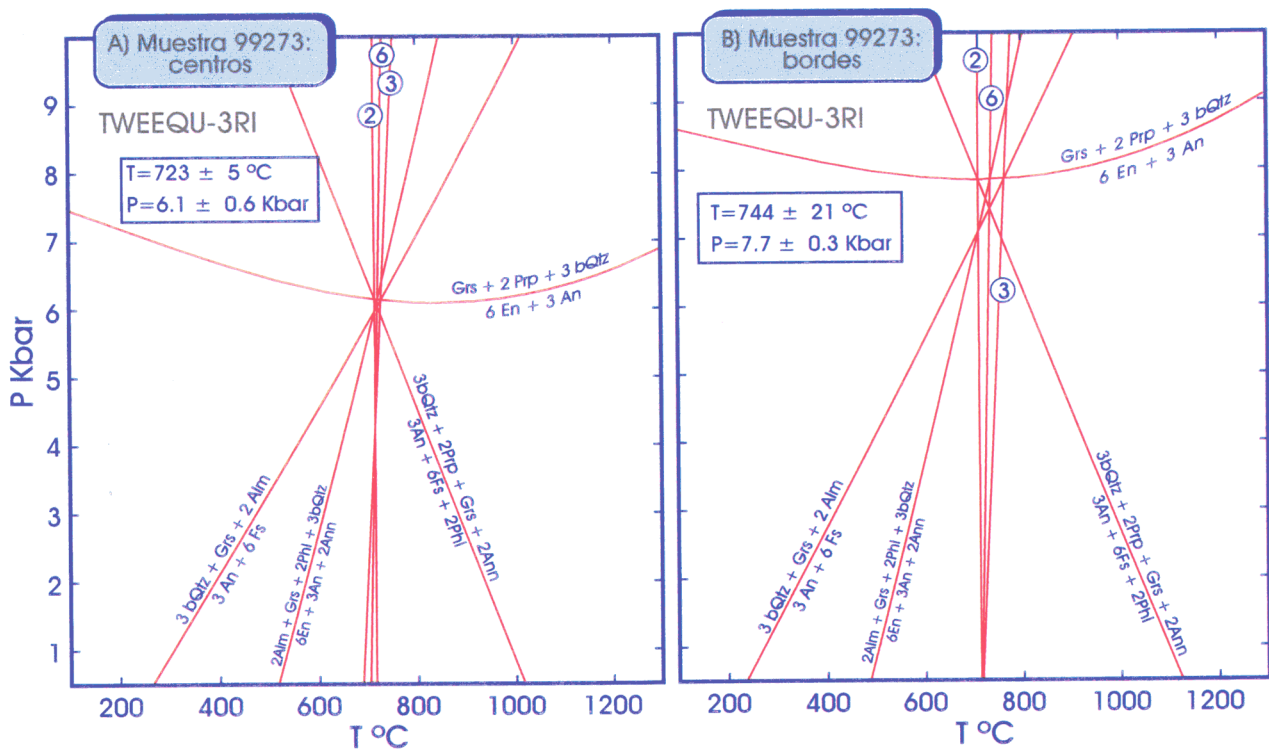


Figura 4.14. Condiciones P-T calculadas para la muestra 99273 (granulita básica) mediante la técnica TWEEQU (Berman, 1991). El diagrama (A) representa las condiciones P-T obtenidas para las composiciones de los centros de los minerales de la paragénesis granulítica, mientras que el (B) muestra las condiciones para las composiciones de borde. 3RI = 3 reacciones independientes. Los modelos de actividad-composición y la lista de reacciones son los mismos de la Fig. 4.13.

Esta muestra parece haberse equilibrado en condiciones algo menos extremas que la muestra anterior. La buena convergencia entre las reacciones sugiere que los minerales preservan composiciones cercanas al equilibrio,

tanto en el centro como en el borde. Las condiciones para los centros son $T=723 \pm 5$ °C y $P=6.1 \pm 0.6$ Kbar, mientras que para los bordes resultan de $T=744 \pm 21$ °C y $P=7.7 \pm 0.3$ Kbar (Fig. 4.14).

Muestra 99273b: Las composiciones utilizadas fueron:

	CENTROS				BORDES			
	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita
N	16	12	7	2	4	12	3	2
SiO ₂	37.47	50.79	55.31	36.22	38.06	50.79	55.04	36.22
Al ₂ O ₃	21.08	0.85	28.09	14.95	21.16	0.85	27.80	14.95
FeO	30.43	30.53	0.05	16.14	28.41	30.53	0.49	16.14
MnO	1.80	0.56	0.01	0.02	1.56	0.56	0.02	0.02
MgO	5.01	16.13	0.03	11.96	4.22	16.13	0.11	11.96
CaO	4.01	0.71	10.76	0.00	6.99	0.71	10.57	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	5.31	0.00	0.00	0.00	5.41	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.26	10.11	0.00	0.00	0.18	10.11
TiO ₂	0.05	0.08	0.01	6.35	0.04	0.08	0.00	6.35
NiO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02	0.04
Total	99.93	99.71	99.89	95.80	100.45	99.71	99.66	95.80

N=número de análisis sobre los que está calculada la media.

Esta muestra proporciona dos estimaciones P-T muy precisas, con $T=780 \pm 6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P=7.2 \pm 0.6 \text{ Kbar}$ para los centros y $T=839 \pm 3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P=9.4 \pm 0.3 \text{ Kbar}$ para los bordes (Fig. 4.15).

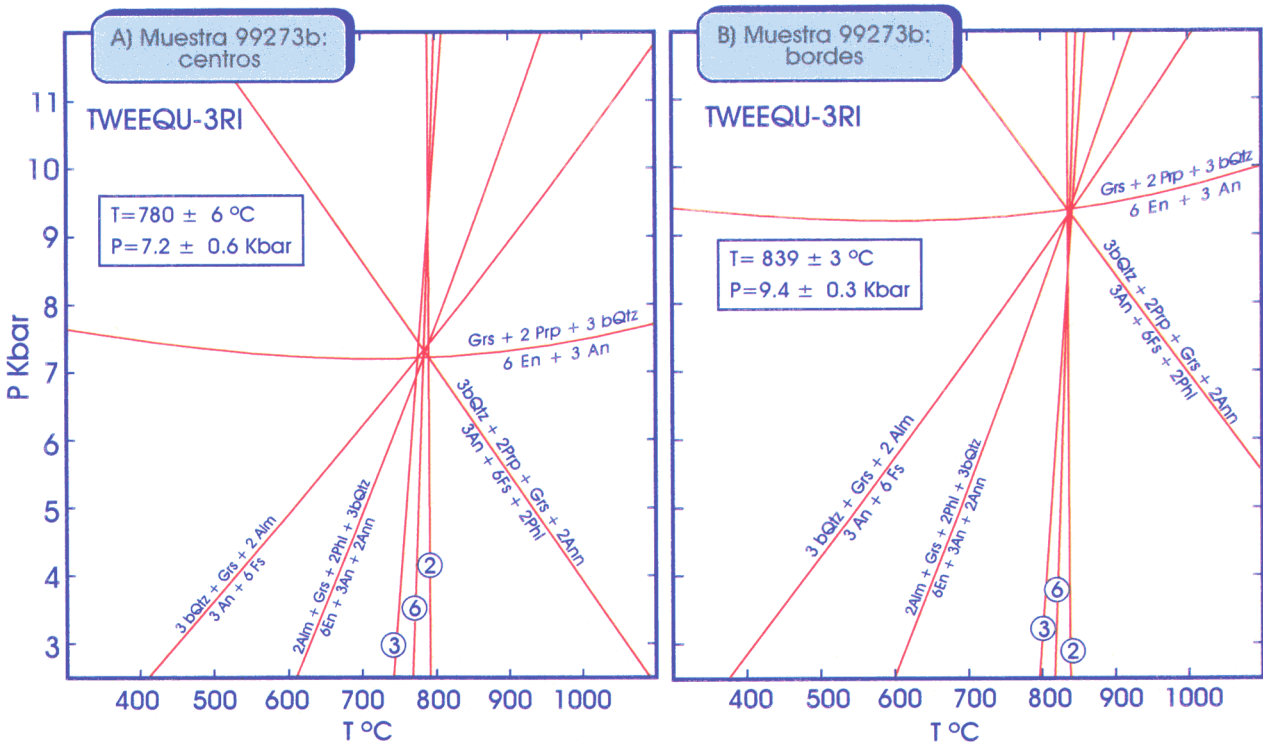


Figura 4.15. Condiciones P-T calculadas para la muestra 99273B (granulita básica) mediante la técnica TWEEQU (Berman, 1991). El diagrama (A) representa las condiciones P-T obtenidas para las composiciones de los centros de los minerales de la paragénesis granulítica, mientras que el (B) muestra las condiciones para las composiciones de borde. 3RI = 3 reacciones independientes. Los modelos de actividad-composición y la lista de reacciones son los mismos de la Fig. 4.13.

2) Granulitas metapelíticas

Para el estudio de estas muestras se utilizó el mismo sistema químico (KCFMASH) y los mismos modelos de solución que en el caso anterior. La asociación mineral considerada fue granate, ortopiroxeno, plagioclasa, biotita, cuarzo y feldespato potásico. La inclusión de óxidos de Fe-Ti o sillimanita provoca una mayor dispersión

de las intersecciones P-T, lo que indica que no debe existir un equilibrio completo entre estos minerales y el resto. Se estudiaron las dos muestras más representativas, es decir, aquellas en las que existe la paragénesis granulítica completa y presentan amplias zonas en equilibrio textural.

Muestra 99714: Las composiciones utilizadas fueron:

	CENTROS				BORDES			
	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita
N	19	18	24	6	3	5	15	6
SiO ₂	38.17	50.88	54.74	36.10	39.15	50.76	54.21	36.10
Al ₂ O ₃	22.08	1.00	28.91	15.66	21.82	1.07	29.03	15.66
FeO	28.36	30.04	0.07	17.51	25.08	29.97	0.23	17.51
MnO	1.55	0.59	0.02	0.04	1.09	0.58	0.02	0.04
MgO	4.89	16.03	0.02	10.35	3.81	16.23	0.00	10.35
CaO	4.63	0.75	10.78	0.02	9.10	0.56	10.90	0.02
Na ₂ O	0.02	0.01	5.40	0.06	0.02	0.02	5.49	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.23	8.58	0.00	0.00	0.14	8.58
TiO ₂	0.03	0.08	0.01	5.92	0.03	0.06	0.02	5.92
NiO	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.05	0.04	0.02
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03
Total	99.80	99.41	100.19	94.30	100.16	99.32	100.09	94.30

N=número de análisis sobre los que está calculada la media.

En la Fig. 4.16 se presenta el diagrama P-T para las composiciones de los centros. Puede apreciarse que los equilibrios se intersectan en una región muy reducida del espacio P-T, con una agrupación de intersecciones muy buena. Las condiciones que definen las intersecciones son $T=740 \pm 9$ °C y $P=6.4 \pm 0.2$ Kbar. La presencia de cuatro reacciones linealmente independientes implica que puede tenerse una mayor confianza en los resultados, y la buena agrupación de intersecciones indica

que probablemente se cumplen las tres condiciones necesarias para la validez de los resultados termobarométricos (existencia de equilibrio, suficiente exactitud analítica, modelo termodinámico apropiado). Partiendo de las mismas premisas, las condiciones P-T obtenidas para las composiciones de borde son $T=834 \pm 19$ °C y $P=10.4 \pm 0.3$ Kbar (Fig. 4.17).

Muestra 95655: Las composiciones utilizadas fueron:

	CENTROS				BORDES			
	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita	Granate	Ortopiroxeno	Plagioclasa	Biotita
N	16	7	5	3	1	2	2	3
SiO ₂	37.42	50.75	58.99	36.01	37.26	51.16	58.28	36.01
Al ₂ O ₃	21.59	2.38	25.46	15.35	21.13	1.67	25.64	15.35
FeO	29.95	27.42	0.10	17.34	27.30	28.17	0.02	17.34
MnO	1.11	0.37	0.03	0.03	1.02	0.41	0.00	0.03
MgO	7.32	18.69	0.08	11.00	5.68	18.79	0.05	11.00
CaO	2.19	0.23	7.79	0.00	6.90	0.34	7.93	0.00
Na ₂ O	0.00	0.01	6.91	0.02	0.00	0.00	6.77	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.27	9.88	0.01	0.01	0.22	9.88
TiO ₂	0.02	0.09	0.02	5.64	0.05	0.04	0.03	5.64
NiO	0.05	0.02	0.02	0.08	0.06	0.02	0.02	0.08
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.02	0.06	0.00	0.09	0.04	0.06
Total	99.72	100.03	99.69	95.40	99.41	100.69	99.00	95.40

N=número de análisis sobre los que está calculada la media.

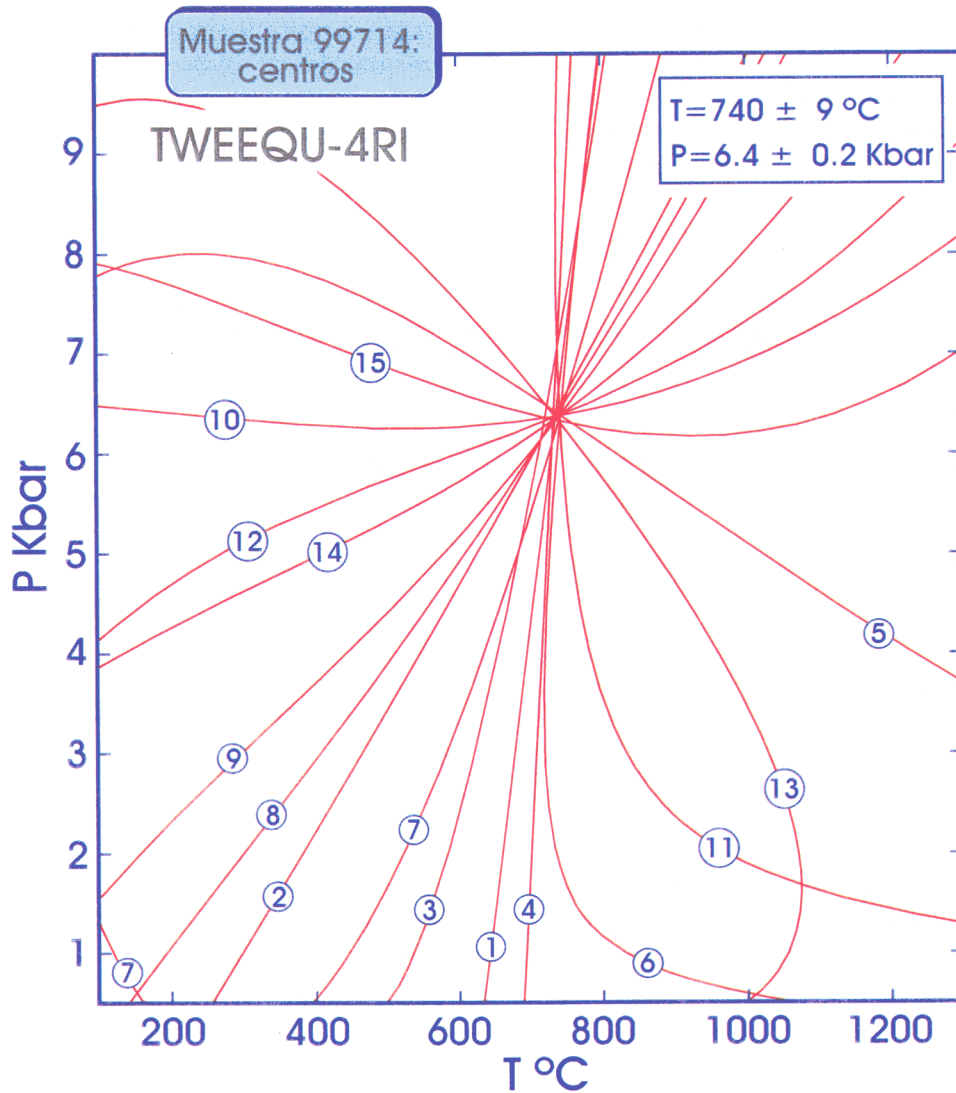


Figura 4.16. Condiciones P-T calculadas para la muestra 99714 (granulita metapelítica) mediante la técnica TWEEQU (Berman, 1991). La paragénesis utilizada para el cálculo incluye granate, plagioclasa, ortopiroxeno, biotita, feldespato potásico y cuarzo, y las composiciones utilizadas corresponden a los centros de los minerales. Los modelos de solución sólida usados son los mismos que en la Fig. 4.13. Las reacciones que intervienen (sistema KCFMASH) son:

- 1): $\text{Alm} = \text{aOpx} + 3 \text{Fs}$
- 2): $2 \text{Alm} + \text{Grs} + 3 \text{bQtz} = 6 \text{Fs} + 3 \text{An}$
- 3): $3 \text{bQtz} + \text{Ann} = 3 \text{Fs} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$
- 4): $3 \text{En} + \text{Alm} = 3 \text{Fs} + \text{Prp}$
- 5): $3 \text{bQtz} + \text{Grs} + 2 \text{aOpx} = 3 \text{An}$
- 6): $\text{Kfs} + \text{Alm} + \text{H}_2\text{O} = \text{aOpx} + \text{Ann} + 3 \text{bQtz}$
- 7): $\text{Prp} = \text{aOpx} + 3 \text{En}$
- 8): $\text{Kfs} + \text{Grs} + 2 \text{Alm} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ann} + 3 \text{An} + 3 \text{Fs}$
- 9): $2 \text{Alm} + \text{Grs} + 2 \text{Kfs} + 2 \text{H}_2\text{O} = 3 \text{bQtz} + 3 \text{An} + 2 \text{Ann}$
- 10): $\text{Grs} + 2 \text{Prp} + 3 \text{bQtz} = 6 \text{En} + 3 \text{An}$
- 11): $3 \text{bQtz} + \text{Prp} + \text{Ann} = \text{Alm} + 3 \text{En} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$
- 12): $\text{Kfs} + \text{Grs} + \text{aOpx} + \text{Alm} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ann} + 3 \text{An}$
- 13): $\text{Kfs} + \text{Grs} + 3 \text{Fs} + 2 \text{aOpx} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ann} + 3 \text{An}$
- 14): $\text{Prp} + \text{Kfs} + \text{Gr} + \text{Alm} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ann} + 3 \text{An} + 3 \text{En}$
- 15): $3 \text{Fs} + \text{Grs} + \text{Kfs} + 2 \text{Prp} + \text{H}_2\text{O} = 6 \text{En} + 3 \text{An} + \text{Ann}$

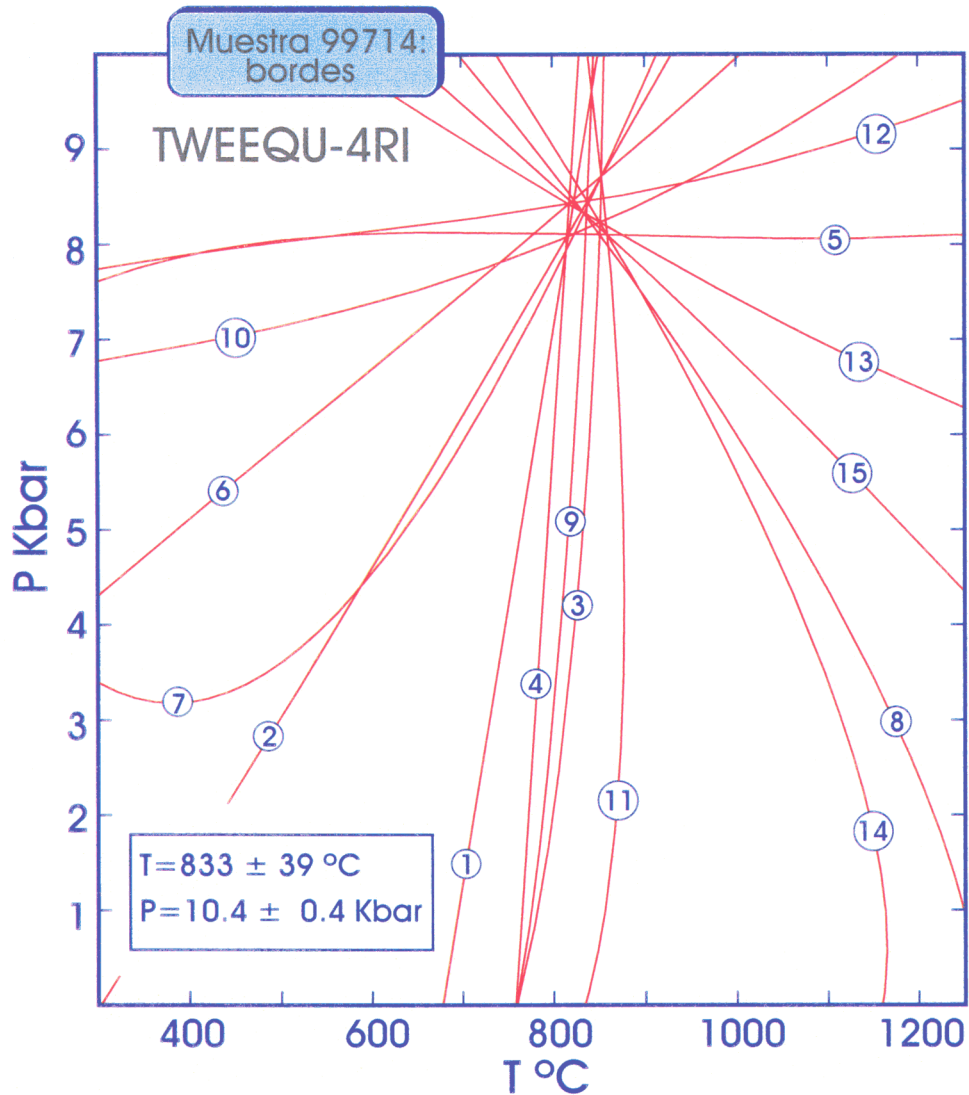


Figura 4.17. Condiciones P-T calculadas para la muestra 99714 (granulita metapelítica) mediante la técnica TWEEQU (Berman, 1991). La paragénesis utilizada para el cálculo incluye granate, plagioclasa, ortopiroxeno, biotita, feldespato potásico y cuarzo, y las composiciones utilizadas corresponden a los bordes de los minerales. Los modelos de actividad-composición usados son los mismos que en la Fig. 4.16. Las reacciones que intervienen (sistema KCFMASH) son:

- 1): $\text{Alm} = \text{aOpx} + 3 \text{Fs}$
- 2): $2 \text{Alm} + \text{Grs} + 3 \text{bQtz} = 6 \text{Fs} + 3 \text{An}$
- 3): $3 \text{bQtz} + \text{Phl} = 3 \text{En} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$
- 4): $3 \text{En} + \text{Alm} = 3 \text{Fs} + \text{Prp}$
- 5): $3 \text{bQtz} + \text{Grs} + 2 \text{aOpx} = 3 \text{An}$
- 6): $\text{Kfs} + 3 \text{En} + \text{Grs} + 2 \text{Alm} + \text{H}_2\text{O} = 3 \text{An} + 6 \text{Fs} + \text{Phl}$
- 7): $\text{Prp} = \text{aOpx} + 3 \text{En}$
- 8): $\text{Kfs} + 3 \text{En} + \text{Grs} + 2 \text{aOpx} + \text{H}_2\text{O} = 3 \text{An} + \text{Phl}$
- 9): $\text{Alm} + \text{Phl} + 3 \text{bQtz} = \text{Prp} + \text{Kfs} + 3 \text{Fs} + \text{H}_2\text{O}$
- 10): $\text{Grs} + 2 \text{Prp} + 3 \text{bQtz} = 6 \text{En} + 3 \text{An}$
- 11): $\text{Prp} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{aOp} + \text{Phl} + 3 \text{bQz}$
- 12): $\text{Prp} + \text{Kfs} + \text{Grs} + \text{Alm} + \text{H}_2\text{O} = 3 \text{An} + 3 \text{Fs} + \text{Phl}$
- 13): $\text{Grs} + \text{Kfs} + 2 \text{Prp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Phl} + 3 \text{En} + 3 \text{An}$
- 14): $\text{Grs} + 2 \text{Kfs} + 2 \text{Prp} + 2 \text{H}_2\text{O} = 3 \text{bQtz} + 2 \text{Phl} + 3 \text{An}$
- 15): $\text{Prp} + \text{Kfs} + \text{Grs} + \text{aOpx} + \text{H}_2\text{O} = 3 \text{An} + \text{Phl}$

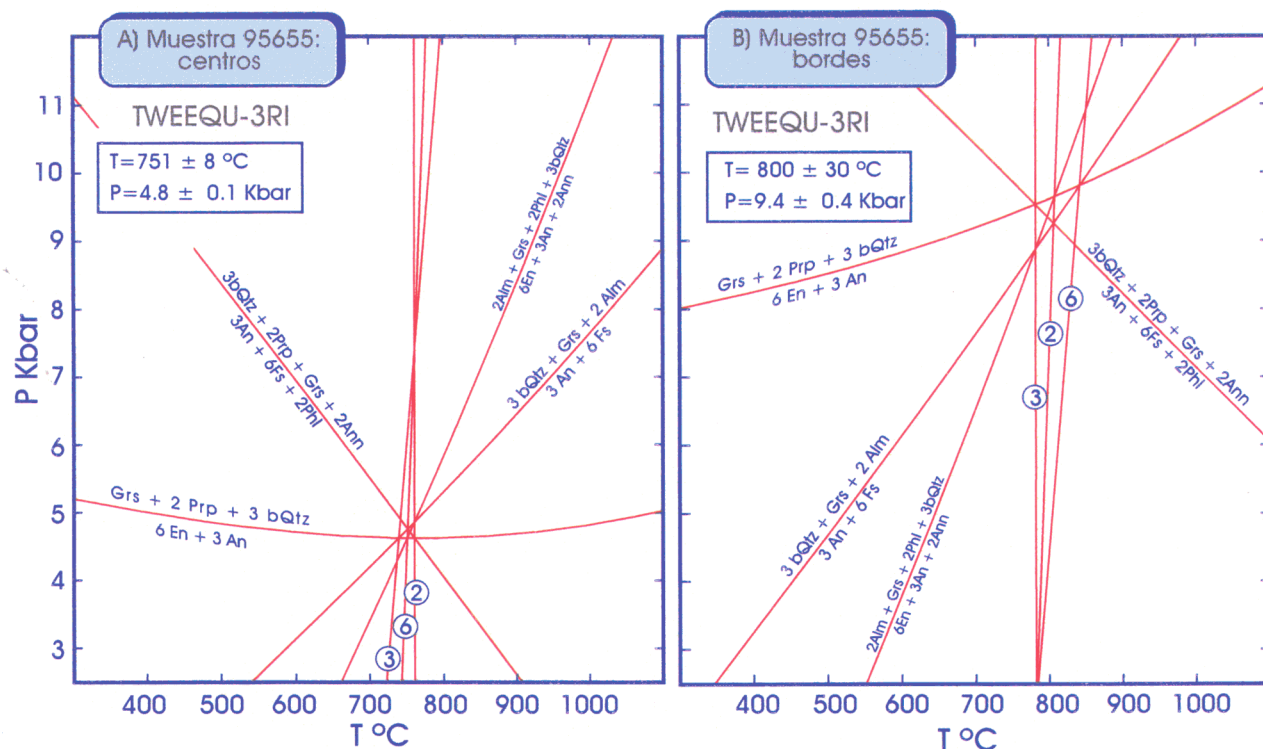


Figura 4.18. Condiciones P-T calculadas para la muestra 95655 (granulita metapelítica) mediante la técnica TWEEQU (Berman, 1991). El diagrama (A) representa las condiciones P-T obtenidas para las composiciones de los centros de los minerales de la paragénesis granulítica, mientras que el (B) muestra las condiciones para las composiciones de borde. 3RI = 3 reacciones independientes. Los modelos de actividad-composición y la lista de reacciones son iguales a los de la Fig. 4.13.

En esta muestra se ha omitido el feldespato potásico en los cálculos, al no proporcionar este mineral buenos resultados. Este hecho se interpreta como falta de equilibrio de este mineral con el resto de la paragénesis. En la Fig. 4.18 se muestran las condiciones obtenidas para centros y bordes, que son de $T=751 \pm 8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P=5.0 \pm 0.1 \text{ Kbar}$ y $T=800 \pm 30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P=9.4 \pm 0.4 \text{ Kbar}$, respectivamente.

4.1.2.2 Termobarometría convencional

Se ha realizado termobarometría convencional en una muestra de granulitas metapelíticas (99714), no sólo con el fin de establecer una comparación entre resultados termobarométricos obtenidos mediante distintas técnicas, sino también por que este tipo de termobarometría puede arrojar alguna luz a la hora de interpretar trayectorias P-T en granulitas. Por las razones que a continuación se detallan, la paragénesis considerada para este estudio fue granate-ortopiroxeno-plagioclasa-cuarzo.

Esta asociación es muy usada en termobarometría, y es ampliamente aceptado que suele proporcionar resultados P-T altamente fiables. Al incluir únicamente fases anhidras se reduce considerablemente el problema de la influencia del Fe^{3+} en la termometría y la gran sensibilidad de los métodos para calcularlo a los errores de la microsonda electrónica. El ortopiroxeno y el granate suelen contener cantidades mínimas de Fe^{3+} , al contrario que la biotita u otros minerales hidratados, por lo que en general no es necesario realizar su estimación.

La termobarometría en paragénesis de alto grado presenta el problema de la posibilidad de que exista intercambio catiónico retrógrado, lo que puede originar asociaciones minerales cuyas composiciones no reflejan el pico metamórfico, incluso considerando composiciones de núcleos de minerales. Este problema afecta especialmente a las reacciones de intercambio Fe-Mg entre el granate y otros minerales

ferromagnesianos, en los que se basan generalmente las estimaciones de temperatura, de modo que en muchas ocasiones, en vez de obtener la temperatura del pico metamórfico se obtiene más bien la temperatura de bloqueo de esta reacción durante la retrogradación. La distinta temperatura de bloqueo de los intercambios Fe-Mg y de las reacciones de transferencia de masas (que son las utilizadas habitualmente como barómetros) son responsables de que en numerosas ocasiones las trayectorias P-T estimadas por termobarometría en granulitas (limitadas a dos puntos P-T) sean trayectorias aparentes, que no reflejan la trayectoria metamórfica real seguida por la roca (Frost y Chacko, 1989; Harley, 1989; Spear y Florence, 1992). El intercambio Fe-Mg también afecta a las estimaciones de presión, no sólo porque los equilibrios que definen la presión se intersectan

con los termómetros, sino también porque la relación Fe-Mg afecta a la propia formulación de los barómetros. Los distintos barómetros se ven afectados de forma diferente, y este diferente comportamiento permite una nueva aproximación al problema de obtener temperaturas pico reales en granulitas, haciendo posible en ocasiones evaluar si ha existido intercambio retrógrado, cuál ha sido su extensión, y qué modificación es necesaria para obtener una estimación P-T real (Fitzsimons y Harley, 1994). Para poder realizar estas evaluaciones, de acuerdo con los autores anteriores, es necesario conocer las reacciones que gobiernan las relaciones entre granate, ortopiroxeno, plagioclasa y cuarzo, así como las distintas calibraciones termobarométricas utilizadas para estimar la presión y temperatura. Las reacciones que intervienen son de tres tipos, la reacción de intercambio Fe-Mg:

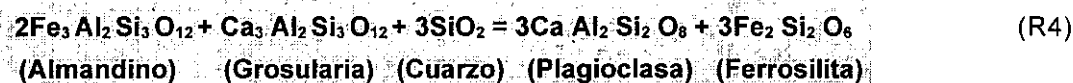
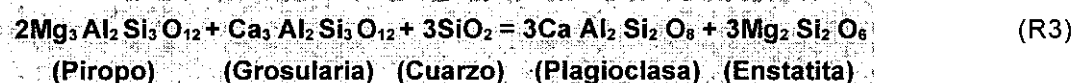


la solubilidad de Al en el ortopiroxeno coexistente con granate:



y la reacción granate + cuarzo para producir ortopiroxeno y plagioclasa, que puede ser

considerada según sus términos finales férrico y magnésico:



Las variaciones en la composición de los minerales de las granulitas de este estudio pueden ser interpretadas en función de la actuación de las reacciones anteriores. En los dos tipos de granulitas estudiadas se produce un incremento de X_{Gr} en el granate hacia el

borde, acompañado de un descenso de X_{An} en las plagioclasas en contacto con granate, que es consistente con un progreso de las reacciones (R3) y (R4) de derecha a izquierda. Esto implica una compresión o un enfriamiento, teniendo en cuenta la ligera pendiente positiva dP/dT de

estas reacciones (Perkins y Newton, 1981). También en ambos tipos de granulitas (básicas y metapelíticas) se aprecia un ligero descenso de X_{Mg} en el granate, que no va acompañado sin embargo de un comportamiento claro de X_{Mg} en el ortopiroxeno, aunque parece existir una cierta tendencia a disminuir. Esto es compatible con una variación P-T que puede corresponder a un enfriamiento o a una compresión, puesto que la reacción (R1) también es de pendiente positiva (Harley, 1984a).

Las condiciones metamórficas de la muestra 99714 (granulita metapelítica) han sido estimadas utilizando las mismas composiciones de los centros y bordes de minerales que las que se utilizaron para la termobarometría multiequilibrio, y aplicando distintas calibraciones de las reacciones (R1)-(R4). Para la reacción de intercambio (R1) se usó la calibración de Harley (1984a), que está basada en un estudio experimental, y la de Sen y Battacharya (1984), basada en datos termodinámicos existentes. Para la reacción (R2) se usó el modelo termodinámico de Harley (1984b), y para las reacciones (R3) y (R4) las calibraciones utilizadas fueron las de Newton y Perkins (1982; R3) y Perkins y Chipera (1985; R3 y R4). Los modelos de solución sólida empleados han sido siempre los recomendados por los autores de cada calibración.

La comparación entre el comportamiento de los distintos barómetros y termómetros es lo que sirve de base para evaluar la incidencia de los intercambios retrógrados Fe-Mg, de acuerdo con el método de Fitzsimons y Harley (1994). Estos autores muestran que la calibración del barómetro (R2) de Harley (1984b) se ve fuertemente influida por la relación Fe/Mg de los minerales, de modo que la presión aparente que se obtendría al aplicar

este barómetro decrece con la transferencia de Mg desde el granate al piroxeno y de Fe del piroxeno al granate, considerando un contenido fijo de Al en el ortopiroxeno. Es decir, un intercambio Fe-Mg durante la retrogradación produciría un descenso en la presión estimada con este barómetro. Sin embargo, otros barómetros basados en (R3) y/o (R4) no son tan dependientes de los intercambios Fe-Mg; por ejemplo, la calibración de Newton y Perkins (1982)

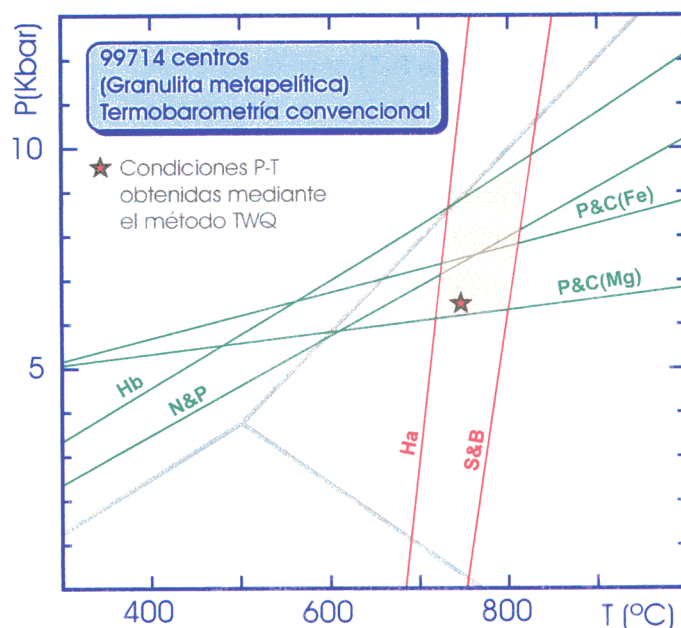


Figura 4.19. Estimación de las condiciones P-T mediante termobarometría convencional en la muestra 99714 (granulita metapelítica). Se han utilizado las mismas composiciones de los centros que fueron usadas para el método multiequilibrio TWQ. Se emplearon termómetros basados en el intercambio Fe-Mg entre el granate y el ortopiroxeno, con las calibraciones de Harley (1984a: Ha) y Sen y Bhattacharya (1984: S&B). Para determinar la presión se utilizó barometría granate-ortopiroxeno-plagioclasa-cuarzo, con las calibraciones de: Newton y Perkins (1982: N&P); Perkins y Chipera (1985: P&C); Harley (1984b: Hb).

es aproximadamente cuatro veces menos sensible que la de Harley (1984b), y por ello se piensa que puede proporcionar buenas estimaciones de las presiones existentes durante el pico metamórfico en la mayoría de los casos. Por ello, Fitzsimons y Harley (1994) consideran que en muestras en las que el barómetro de Harley (1984b) se sitúe claramente por debajo de otros barómetros de referencia menos sensibles a la relación Fe/Mg entre el granate y el piroxeno (las

preferidas por los autores son las de Newton y Perkins (1982) y la calibración de Mg de Perkins y Chipera (1985)), puede suponerse que han existido reequilibrios Fe-Mg retrógrados. Además, podremos estimar la temperatura real del pico metamórfico con un método de convergencia: hallando el valor K_D necesario para elevar el barómetro de Harley (1984b) hasta valores similares a los proporcionados por los otros barómetros, éste puede ser utilizado para estimar la temperatura real sustituyendo el valor en el termómetro de Harley (1984a).

Resultados P-T

La aplicación de estos equilibrios a la muestra 99714 se presenta en la Fig. 4.19. En color naranja se muestra la región P-T que definen todos las reacciones consideradas para las composiciones de los núcleos de los minerales. Los resultados son coherentes con los obtenidos mediante el método TWQ en la misma muestra, indicados por una estrella, y definen un polígono con centro en $T=755\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $P=7.5\text{ Kbar}$.

El barómetro de Harley (1984b) se sitúa entre 1.5-2 Kbar por encima de los demás barómetros, dentro de la temperatura acotada por los termómetros, hecho que sugiere que los intercambios Fe-Mg retrógrados no afectaron a las composiciones de los núcleos de los minerales. La dispersión de los resultados puede deberse a múltiples factores, entre ellos la inconsistencia entre los datos termodinámicos de las distintas calibraciones de los equilibrios, como se mostró anteriormente al discutir las características de la termobarometría multiequilibrio.

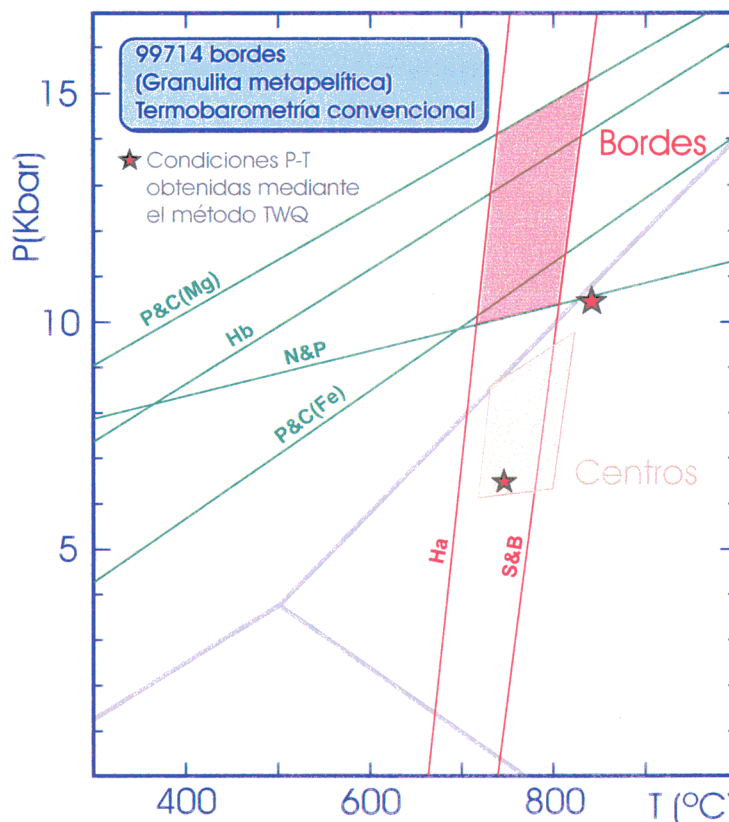


Figura 4.20. Estimación de las condiciones P-T mediante termobarometría convencional en la muestra 99714 (granulita metapelítica). Se han utilizado las mismas composiciones de los bordes que fueron usadas para el método multiequilibrio TWQ. Los termómetros empleados fueron: Harley (1984a: Ha); Sen y Bhattacharya (1984: S&B). Los barómetros utilizados fueron: Newton y Perkins (1982: N&P); Perkins y Chipera (1985: P&C); Harley (1984b: Hb).

Las composiciones de los bordes de los minerales generan una dispersión mayor entre las reacciones (Fig. 4.20), proporcionando una estimación P-T no excesivamente precisa. El barómetro de Harley (1984b) se sitúa entre las calibraciones para Fe y Mg de Perkins y Chipera (1985) y por encima del barómetro de Newton y Perkins (1982), indicando de igual modo que los intercambios Fe-Mg retrógrados no han debido afectar significativamente a las composiciones escogidas para estimar las condiciones P-T en los bordes de los minerales.

Todo ello sugiere que las condiciones P-T obtenidas probablemente corresponden a condiciones P-T reales del metamorfismo y que, por tanto, no es necesario realizar ninguna corrección. Sin embargo, el polígono descrito

por las intersecciones entre equilibrios se encuentra algo más alejado de las condiciones obtenidas mediante TWQ (Fig. 4.20).

La trayectoria definida con termobarometría convencional refleja una presurización isotérmica, mientras que con el método multiequilibrio TWQ parece indicar una presurización acompañada de una progradación. Las relaciones de fase y

la mineralogía observada parecen ser más compatibles, para las composiciones de los bordes de los minerales, con los resultados obtenidos con la técnica multiequilibrio, puesto que el polígono definido para los bordes con termobarometría convencional se encuentra dentro del campo de estabilidad de la distena, y este mineral nunca ha sido observado en las granulitas, en contraste con la gran abundancia de sillimanita.

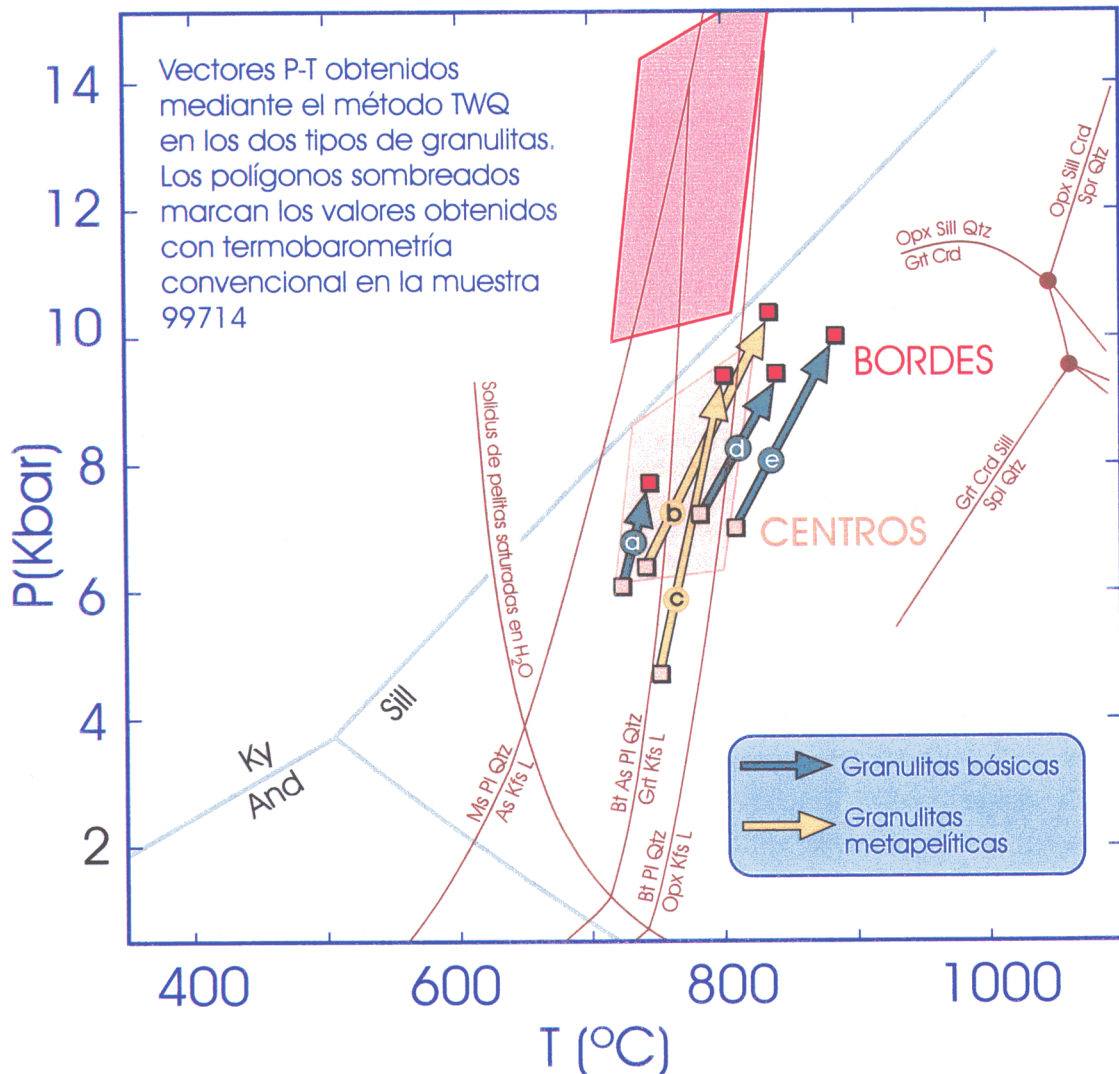


Figura 4.21. Representación conjunta en un diagrama P-T de los resultados termobarométricos obtenidos en las granulitas de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Se muestran los vectores P-T que resultan de la aplicación del método de multiequilibrio TWQ, así como los polígonos obtenidos mediante termobarometría convencional en una muestra de granulitas metasedimentarias (99714). Las flechas marcadas con una letra representan las distintas muestras estudiadas: ©, 99273; Ⓢ, 99714; ⓐ, 95655; ⓓ, 99273b; ⓔ, 95637. También se representan algunos equilibrios experimentales importantes para composiciones pelíticas, según datos de Le Breton y Thompson (1988), Clemens (1984) y Harley (1989). Campos de estabilidad de los polimorfos Al_2SiO_5 según datos termodinámicos de Berman (1991).

En la Fig. 4.21 se muestra un diagrama P-T con todos los datos termobarométricos obtenidos en este trabajo para las granulitas básicas y metapelíticas de la unidad culminante del Complejo de Ordenes.

4.2 Anfibolitas pobres en Ca

Estas litologías aparecen en las zonas de borde de distintos cuerpos gabroicos de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Se interpretan como rocas básicas (constituyen la propia zona de borde de los gabros) metasomatizadas durante un metamorfismo contemporáneo con la deformación tangencial. Existen dos tipos litológicos principales, que se diferencian por sus distintas asociaciones minerales. En el campo no puede distinguirse entre ambos tipos, que pueden coexistir en un mismo afloramiento. En función de su mineralogía se les ha denominado anfibolitas con antofilita-cordierita y anfibolitas con cummingtonita-cordierita (abreviadamente anfibolitas con Ath-Crd y anfibolitas con Cum-Crd). Las dos litologías contienen además granate, plagioclasa, cuarzo, clorita e ilmenita, y otros minerales en proporciones modales inferiores.

4.2.1 Química mineral

Se han realizado análisis de minerales mediante microsonda electrónica en tres muestras representativas de rocas con Ath-Crd y en dos muestras de rocas con Cum-Crd. Las tablas con los análisis químicos pueden consultarse en los apéndices.

Granate

Los granates de estas anfibolitas (Tabla C1) son relativamente pequeños (tamaño medio próximo a 1 mm). Frecuentemente se encuentran disgregados y rodeados por coronas de cordierita

y en menor medida de plagioclasa. Un hecho que destaca al observar los análisis químicos de estos granates es su bajo contenido en Ca, muy probablemente limitado por el bajo contenido de este elemento en la composición química total de la roca. Los granates se encuentran zonados y su composición media puede describirse en función de sus términos finales como $\text{Alm}_{75}\text{Prp}_{16}\text{Sps}_6\text{Gro}_3$ para las zonas centrales y $\text{Alm}_{60}\text{Prp}_{30}\text{Sps}_3\text{Gro}_3$ para los bordes progradados (aquellos con el valor máximo de XMg). La zonación presente es similar para los granates de rocas con Ath-Crd y de rocas con Cum-Crd, lo que apunta la posibilidad de que ambas litologías hayan sufrido una historia tectonotermal similar, asumiendo que la variabilidad de elementos químicos en el granate refleja cambios en las condiciones P-T. La pauta de variación en la zonación de estos granates sugiere que se trata de granates zonados durante el proceso de crecimiento. Los perfiles químicos muestran que el contenido en Mn disminuye desde el centro hacia el borde del cristal, al igual que la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ y al contrario que el contenido en Mg, siendo estas características típicas del zonado de crecimiento (véase sección 4.1.1). En muchos casos el zonado de estos granates puede dividirse en tres dominios. Un dominio central en el que la variación de elementos químicos es muy pequeña, un dominio intermedio con una variación prograda (aumento de XMg y disminución de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$) y un dominio externo donde la tendencia del zonado se invierte y las proporciones molares de elementos vuelven a situarse en valores similares a los de la zona central. El dominio externo puede interpretarse como el efecto típico producido por una difusión retrógrada superpuesta a un zonado de crecimiento previo. La inversión de las pautas de variación afecta a las últimas 100 – 250 μm del granate. Como han mostrado varios autores (Lasaga, 1979; Spear y Florence, 1992, entre otros), la difusión retrógrada depende de diversos

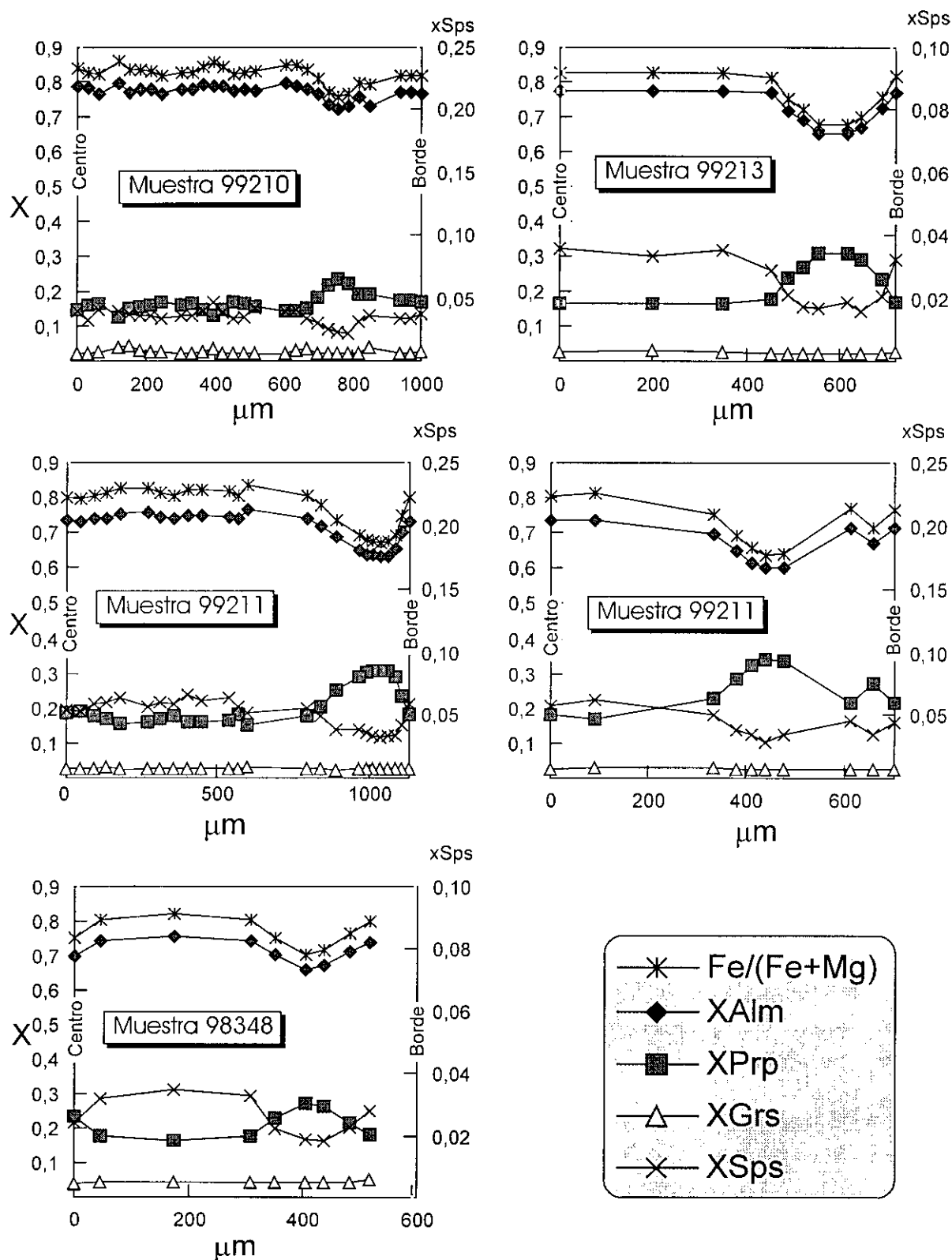


Figura 4.22. Perfiles composicionales de los granates de las anfibolitas pobres en Ca de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Las muestras 99210, 99211 y 99213 son anfibolitas con antofilita-cordierita, mientras que la 98348 es una anfibolita con cummingtonita-cordierita.

factores, principalmente la tasa de enfriamiento, el tamaño de los cristales y la difusividad química. Sin tener un control preciso de estos factores no es posible saber en qué medida se ha modificado la composición química de un granate, aunque, en cualquier caso, la composición del borde progrado (mayor XMg) será la que esté más cerca de reflejar la composición del granate durante el pico metamórfico.

En la figura 4.22 se muestran semiperfiles químicos de granates, en los que puede apreciarse la similitud entre los granates de los dos tipos de anfibolitas pobres en Ca. Los contenidos en piropero en las zonas centrales se sitúan alrededor de 15 mol %, mientras que en los bordes esta cantidad puede alcanzar un 30-35 %. La espesartina, el almandino y la relación $Fe/(Fe+Mg)$ compensan esta variación en piropero, comportándose de una forma inversa. La grosularia se mantiene en valores bajos, en torno a un 3-4%.

Anfiboles ferromagnesianos

Debido a la complejidad de la fórmula estructural de los anfíboles y al gran número de cationes que pueden ocupar las distintas posiciones cristalográficas, son posibles varias normalizaciones para una misma composición química de anfíbol. Las normalizaciones más empleadas, de acuerdo con Robinson *et al.* (1982), son: (1) $Si=8$, en la que se fija el valor de la sílice a 8 cationes, impidiendo, por tanto, la presencia de Al tetraédrico; (2) $Si + Al=8$, en la que se permite la presencia de Al^{IV} ; (3) $SUM FM=13$, se ajusta la suma de cationes a 13, excluyendo Ca, Na y K, con lo cual en la posición M4 sólo se permite Ca y Na y en A únicamente puede haber K, este tipo de normalización suele ser la adecuada para anfíboles cálcicos; (4) $SUM Ca=15$, se ajustan los cationes a 15, excepto Na y K; (5) $SUM Na=15$, se ajustan los cationes a

15, excepto el K, con lo que no existe Na en la posición A; (6) $SUM K = 16$, que asume que la posición A está totalmente llena. Las normalizaciones deben estar sujetas a unos límites químicos y cristalográficos. Los límites químicos vienen impuestos por los valores de las normalizaciones límite para $Fe_T=Fe^{2+}$ (se asume que todo el Fe es Fe^{2+}) y para $Fe_T=Fe^{3+}$. Los límites estequiométricos han sido estudiados por diversos autores, y una recopilación puede encontrarse en Robinson *et al.* (1982). La existencia de varias normalizaciones implica que en algunos casos puede generarse una

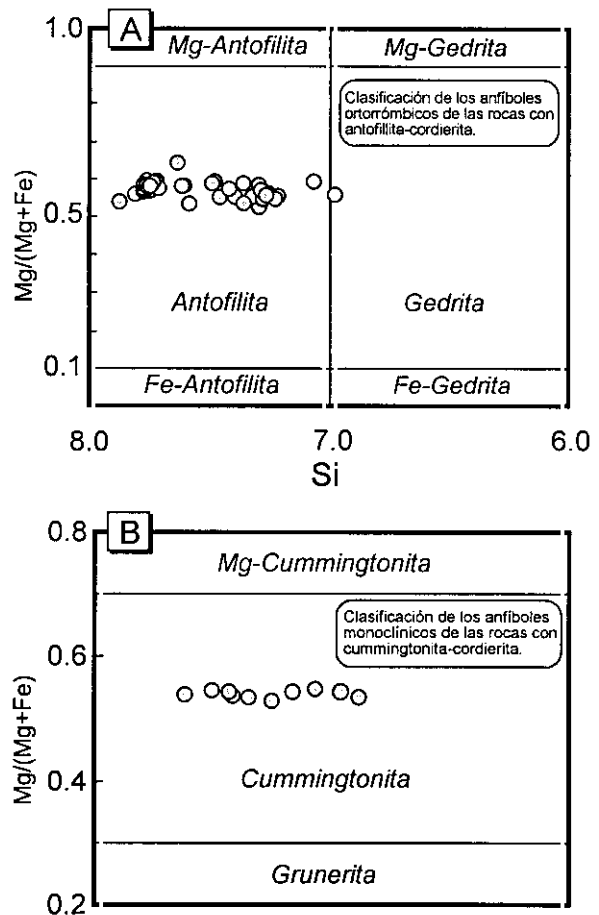


Figura 4.23. Diagramas de clasificación de los anfíboles ferromagnesianos de las anfibolitas pobres en Ca de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. A) Anfibolitas con Ath-Crd; en estas litologías existe un único ortoanfíbol hipersolvus con una composición variable. B) Anfibolitas con Cum-Crd; todos los anfíboles son cummingtonitas. Clasificación según Leake (1978).

ambigüedad en la clasificación de los anfíboles, puesto que ésta podría variar en función de la normalización utilizada. Sin embargo, *frecuentemente sólo una o dos normalizaciones* cumplen los límites estequiométricos necesarios para su validez, limitándose entonces la posible ambigüedad. En este trabajo se ha utilizado el programa RECAMP (Spear y Kimball, 1984) para calcular las normalizaciones. Dicho programa calcula todas las normalizaciones mencionadas, incluyendo todo Fe^{2+} y todo Fe^{3+} , y selecciona únicamente las que cumplen una serie de restricciones estequiométricas. Finalmente escoge dos normalizaciones como límites superior e inferior, y calcula una media entre ambos asumiendo un valor medio de Fe^{3+} comprendido entre los límites superior e inferior.

Ortoanfíboles

Los ortoanfiboles se encuentran únicamente en las rocas con Ath-Crd (Tabla C2). La fórmula estructural más satisfactoria para estos anfíboles se obtiene siempre al calcularla mediante la normalización SUM Na=15, que obliga a asignar

todo el Na a la posición M4. Dados los bajos contenidos en Na de estos anfíboles esta asignación parece justificada, teniendo en cuenta además que nunca se sobrepasa el valor de 0.25, que varios autores consideran como el máximo para el Na en M4, y que el valor medio se sitúa en 0.072, muy próximo a la media de 0.08 que suele observarse en ortoanfíboles coexistentes con plagioclasa (Robinson *et al.*, 1982).

Los anfíboles calculados con la normalización anterior han sido clasificados en el diagrama Si – Mg/(Mg+Fe) de Leake (1978). Como se puede apreciar (Fig. 4.23), la mayor parte de los anfíboles son antofilitas, excepto un individuo que puede considerarse una gedrita. El valor Mg/(Mg+Fe) presenta una variación reducida, siempre superior a 0.5, al contrario que el contenido en Si (relacionado a su vez con el contenido en Al), que varía desde el término gedrita hasta antofilita rica en Si. No se han detectado zonaciones ópticas ni químicas importantes. Esta variación en la composición sugiere que se trata de ortoanfíboles formados por encima de la curva de inmiscibilidad antofilita-gedrita (véase Fig. 4.24).

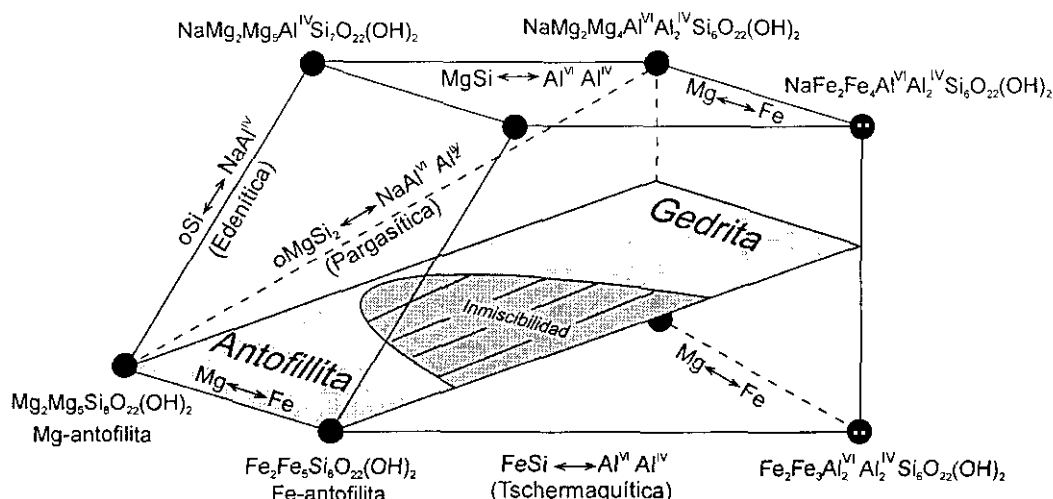


Figura 4.24. Espacio composicional de los ortoanfiboles donde se muestra la curva de solvus entre la antofilita y la gedrita, así como la región de inmiscibilidad entre ambos términos (por debajo de 600 °C). La variación composicional de estos anfiboles puede ser definida por las dos sustituciones principales que actúan, el intercambio Fe-Mg y la sustitución pargasítica (según Spear, 1993).

Clinoanfíboles

Los clinoanfíboles ferromagnesianos se encuentran en las rocas con Cum-Crd y no coexisten con los ortoanfíboles (Tabla C2). La fórmula estructural que resulta más idónea para estos anfíboles es, al igual que en el caso anterior, la obtenida con SUM Na=15. Según la clasificación de Leake (1978) resultan ser cummingtonitas. Su composición química es prácticamente idéntica a la de los ortoanfíboles más pobres en Al, con una relación $Mg/(Mg+Fe)$ comprendida entre 0.5 y 0.6 (Fig. 4.23).

Plagioclasa

La plagioclasa se presenta en una alta proporción modal tanto en las anfibolitas con Ath-Crd como en las anfibolitas con Cum-Crd. Se han analizado plagioclasas de la matriz e inclusiones en diversos minerales, principalmente granate y anfíbol (Tabla C3). Los análisis revelan que no existe un zonado importante en las plagioclasas de la matriz, aunque puede apuntarse una tendencia muy ligera a disminuir el contenido en anortita hacia el borde del mineral. Como esta pauta es muy débil y en ocasiones se invierte, se ha optado por considerar las plagioclasas prácticamente homogéneas. Las inclusiones en minerales muestran composiciones similares a las de la matriz.

En la Fig. 4.25 se han representado las plagioclasas de los dos tipos de anfibolitas pobres en Ca en el diagrama Ab-An-Or. Puede apreciarse que las plagioclasas de las anfibolitas con Cum-Crd son claramente más ricas en anortita ($An_{35} - An_{42}$, excepto un análisis con An_{49}) que las plagioclasas de las anfibolitas con Ath-Crd ($An_{26} - An_{36}$). Dado que las únicas fases cálcicas son el granate y la plagioclasa, puede

considerarse que los contenidos en Ca de ambos minerales están controlados por equilibrios granate-plagioclasa. Teniendo en cuenta la pendiente positiva del equilibrio GASP, los mayores contenidos en anortita de las plagioclasas de las anfibolitas con Cum-Crd sugieren una formación a temperatura mayor, o presión menor, respecto a las plagioclasas de las anfibolitas con Ath-Crd.

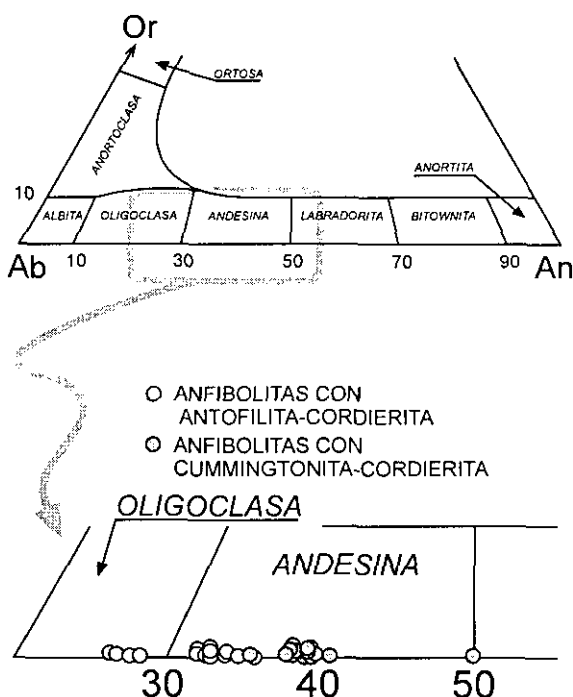


Figura 4.25. Clasificación de las plagioclasas de las anfibolitas pobres en Ca en el diagrama triangular Ab-An-Or.

Biotita

Las biotitas de las anfibolitas pobres en Ca muestran una composición relativamente homogénea, con una relación $Mg/(Mg+Fe)$ variable entre 0.47 y 0.65 y unos contenidos en Al^V moderadamente bajos (Fig. 4.26, Tabla C4). Sin embargo, y como en el caso de las plagioclasas, existen algunas diferencias en la composición de las biotitas de los dos tipos de anfibolitas. Consisten en una tendencia de las biotitas de las anfibolitas con Cum-Crd a presentar contenidos más bajos en Al^V y en la

relación $Mg/(Mg+Fe)$. También como en el caso anterior, esta tendencia avala la formación a mayor temperatura y/o menor presión del segundo tipo de biotitas.

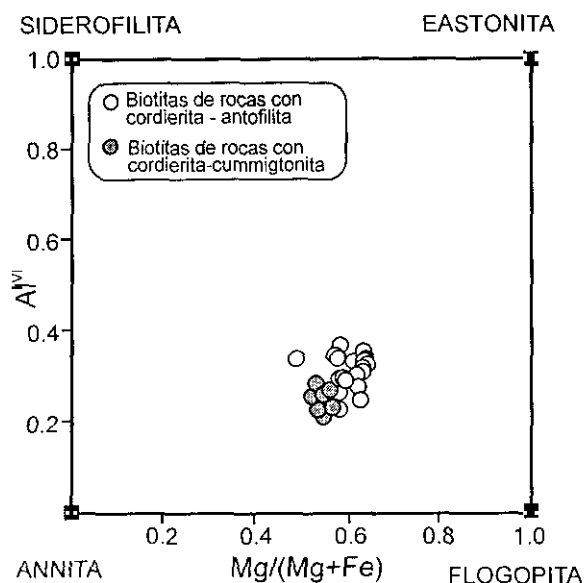


Figura 4.26. Diagrama $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs. Al^{VI} para las biotitas de las anfibolitas con cordierita - antofilita y con cordierita - cummingtonita.

Cordierita

La cordierita es un mineral muy abundante en las anfibolitas pobres en Ca (Tabla C5). En las anfibolitas con Ath-Crd se presenta principalmente en coronas alrededor de granate, en bandas paralelas a la foliación y en cristales ovalados en la matriz. En las anfibolitas con Cum-Crd se presenta más frecuentemente como grandes poiquiloblastos.

La relación $Fe/(Fe+Mg)$ en las cordieritas analizadas (pertenecientes a todos los tipos texturales) se sitúa entre 0.26 y 0.32, con una media de 0.30, sin que pueda establecerse una distinción entre las cordieritas de los dos tipos de anfibolitas. La suma total de óxidos en los análisis de microsonda está comprendida entre 96.5 y 98.6, lo que hace pensar que las cordieritas contienen un

porcentaje de H_2O no despreciable (entre 1.5 y 3.5 %). El contenido en Na es siempre muy bajo, entre un 0.15 y un 0.33 %. No se detecta ninguna correlación entre el contenido en Na y la suma de óxidos (presumiblemente indicativa del contenido en H_2O), al contrario de lo que ha sido observado en otras cordieritas (Selkregg y Bloss, 1980; Reche, 1994) donde parece existir una correlación negativa entre ambos valores.

Estaurolita

Las estaurolitas aparecen siempre como relictos incluidos en Crd, y contribuyen al desarrollo de bandas ricas en cordierita, sillimanita y estaurolita. Resultan ser estaurolitas relativamente ricas en Fe, con relaciones $Fe/(Fe+Mg)$ variables entre 0.7 y 0.8 (Tabla C5).

Óxidos de Fe-Ti

En las anfibolitas pobres en Ca el único óxido que se reconoce petrográficamente es ilmenita (Tabla C6). Los análisis de microsonda indican que se trata de óxidos de Fe-Ti con una proporción elevada del componente ilmenita ($FeTiO_3$), variable entre 93 y 98.4 %. Los contenidos en rutilo (TiO_2) resultan nulos en las ilmenitas de anfibolitas con Cum-Crd, mientras que en las pertenecientes a las anfibolitas con Ath-Crd varían desde 0 a 6 %. La proporción de pirofanita ($MnTiO_3$) es moderada y se sitúa entre 0.75 y 1.50 %.

4.2.2 Estimación de las condiciones P-T

Los análisis de los minerales de estas rocas se realizaron con la intención (además, lógicamente, de la propia caracterización química de éstos) de utilizar sus composiciones para realizar cálculos termobarométricos. Sin embargo,

los intentos en este sentido no han tenido éxito, debido fundamentalmente al bajo contenido en Ca de los granates. El contenido en grosularia varía entre 3 y 6 moles %, y con toda probabilidad estos valores tan bajos reflejan la influencia en la composición del granate de los reducidos contenidos de este elemento en la composición total de la roca. Diversos autores han mencionado la dificultad o imposibilidad de obtener estimaciones de presión fiables a partir de granates con contenidos reducidos de grosularia (p.e. Todd, 1998). Sin embargo, la varianza termodinámica de sus asociaciones minerales es generalmente mucho menor que la varianza que suele encontrarse en las rocas básicas más comunes (de composición basáltica en s.l.). Por ello, las anfibolitas pobres en Ca pueden proporcionar teóricamente una información considerable acerca de las condiciones del metamorfismo, basándose en las relaciones entre fases, en la identificación petrográfica de reacciones minerales y en redes petrogenéticas.

Asociaciones minerales de las anfibolitas pobres en Ca

La representación gráfica de asociaciones minerales constituye un valioso instrumento para analizar las relaciones entre fases y la historia reaccional de una muestra litológica determinada. Para trabajar sobre un espacio composicional manejable gráficamente (es decir, que tenga como máximo 4 componentes), siempre hay que partir de una serie de asunciones y simplificaciones. La química de elementos mayores de las rocas con ortoanfibol puede generalmente describirse mediante el sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. Muchos de estos elementos pueden omitirse partiendo de una serie de consideraciones. Los contenidos en K_2O suelen ser bajos, y la única fase que suele incorporar este óxido es la biotita. Asumiendo lo anterior,

el K_2O puede ser eliminado. El TiO_2 y el Fe_2O_3 suelen entrar en los ortoanfiboles en pequeñas cantidades (excepto en la gedrita, que en ocasiones puede incorporar hasta un 6 – 7 % de Fe_2O_3), y en una primera aproximación también pueden ser eliminados. Si la roca contiene cuarzo se puede emplear una proyección desde el SiO_2 , y en rocas con poco Ca (esto es, sin anfibol cálcico) el Ca también puede ser omitido. Esto deja como componentes principales del sistema a los óxidos $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$. A partir de estos componentes se han ideado varios tipos de proyecciones (véase un resumen en Robinson *et al.*, 1982), tanto de 3 como de 4 componentes. En este caso, al ser rocas generalmente con cuarzo (excepto alguna muestra con espinela), sin hornblenda y con plagioclasa, se ha decidido utilizar la proyección tipo AFM de Robinson y Jaffe (1969) y Stout (1972). Esta proyección presenta también la ventaja adicional de hacer posible la comparación con los diagramas AFM utilizados para metabasitas. Consiste en una proyección a través de la plagioclasa, cuarzo y H_2O en un plano de coordenadas $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$; $F = \text{FeO} + \text{MnO}$; y $M = \text{MgO}$ (Fig. 4.27).

La asociación mineral típica que se encuentra en la matriz de las rocas con Ath-Crd es granate, ortoanfibol, cordierita y clorita (siempre + Pl + Bt \pm Qtz + Ilm). Una serie de texturas indican la operación de diversas reacciones minerales. Un caso frecuente es la presencia de bandas de cordierita paralelas a la foliación que contienen inclusiones prismáticas y aciculares de sillimanita, y en algunos casos de estauroлита y ortoanfibol (lámina 3.9). Dicha textura es una evidencia petrográfica de la actuación de las reacciones sillimanita + ortoanfibol = cordierita + estauroлита, y estauroлита + ortoanfibol = cordierita + granate, e implica la existencia de asociaciones previas con Sil + Oam, actualmente transformadas en la asociación presente en la matriz. Estas

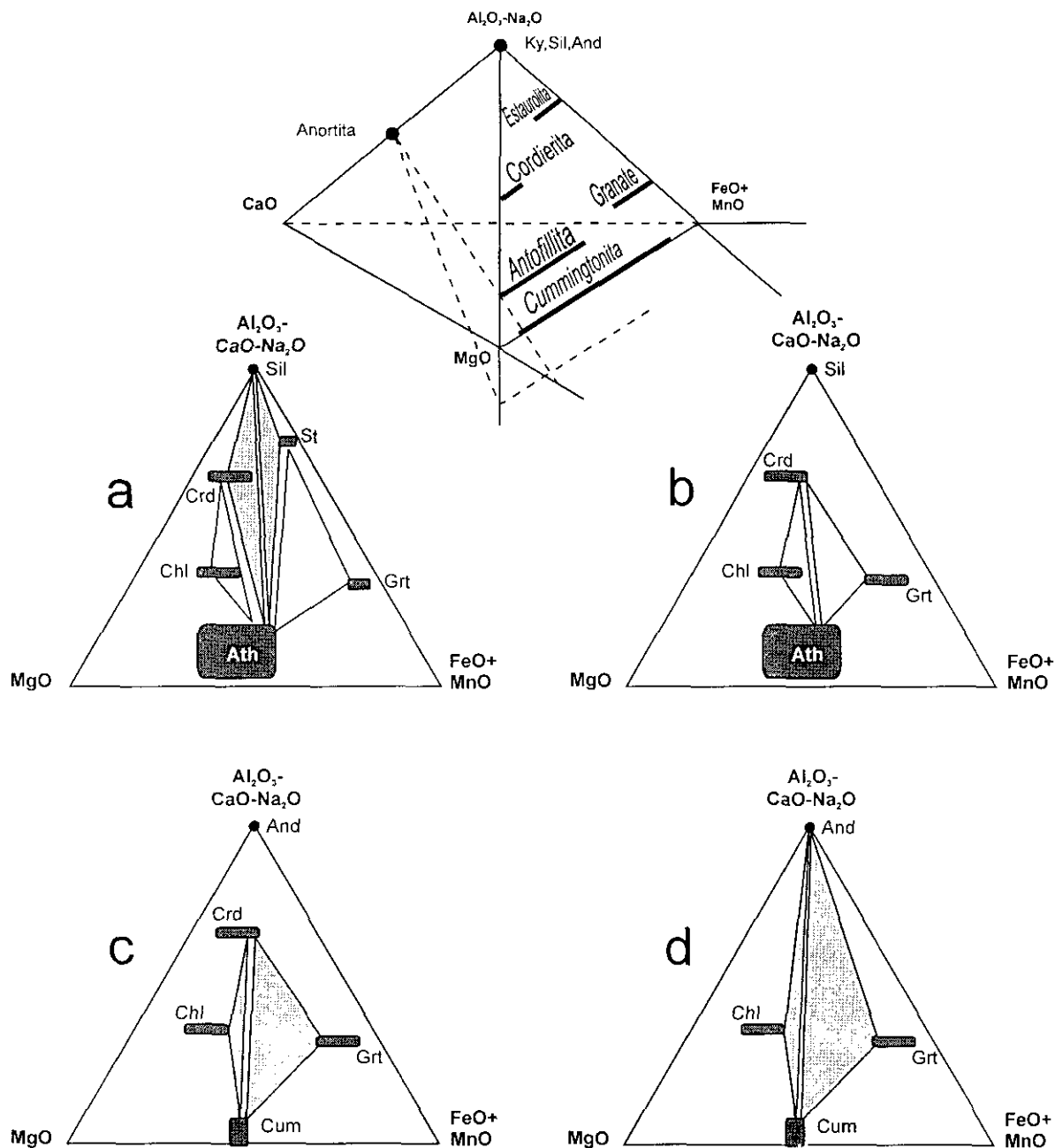


Figura 4.27. Diagramas AFM con las asociaciones minerales observadas en las anfibolitas pobres en Ca de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Los diagramas a) y b) muestran el paso de asociaciones con sillimanita-ortoanfibol (asociación más antigua de las anfibolitas con Ath-Crd) a otras con cordierita y granate en las que ya no son posibles las "tie-lines" entre ortoanfibol y sillimanita. Se han utilizado composiciones de centros de granates y composiciones de las fases relictas que perviven como inclusiones en las cordieritas. c), d) Asociaciones minerales presentes en las anfibolitas con Cum-Crd.

asociaciones basadas en inclusiones minerales se han representado en la Fig. 4.27a, considerando las composiciones del núcleo de los granates (las que tienen mayor probabilidad de haber estado en equilibrio con las inclusiones), las composiciones de las inclusiones de estaurolita

en cordierita, y de la clorita, cordierita y ortoanfibol existentes en la matriz. Los triángulos sombreados representan las paragénesis posibles para este primer episodio metamórfico. En la Fig. 4.27b se muestran las asociaciones actualmente presentes en la matriz de las

muestras de anfibolitas, y una serie de líneas ("tie-lines") indican las composiciones de minerales coexistentes. Los cruces entre "tie-lines" no significan necesariamente desequilibrio, también reflejan las limitaciones de este tipo de proyección para representar paragénesis reales.

Las paragénesis que muestran las rocas con Cum-Crd son relativamente sencillas, y se muestran en la Fig. 4.27c y d. En general, las rocas con andalucita contienen muy poca o ninguna cordierita, y nunca formando grandes poiquiloblastos, por lo que ésta se ha omitido en el diagrama 4.27d.

Redes petrogenéticas para anfibolitas pobres en Ca

Existen varias redes petrogenéticas para anfibolitas pobres en Ca publicadas en la literatura, todas ellas basadas en la observación de paragénesis naturales; es decir, se trata de redes empíricas. No se ha acometido aún la construcción de redes basadas en experimentación o en cálculo termodinámico, como las que existen por ejemplo para rocas pelíticas. Las redes empíricas existentes para anfibolitas pobres en Ca se han construido examinando la composición de asociaciones minerales naturales y aplicando las reglas de Schreinemakers. De este modo se generan varias versiones posibles de una red, de las que sólo una será la red estable, siendo las demás metaestables. La red correcta se deduce a partir de la comparación con asociaciones naturales y de su capacidad para predecir las relaciones entre fases. En este trabajo se ha tomado como referencia la red de Spear y Rumble (1986), dado que es la única que está situada en coordenadas P-T. Las demás redes (p.e. Robinson y Jaffe, 1969; Percival *et al.*, 1982; Hudson y Harte, 1985) muestran muchas características similares, y no cuentan con la ventaja anterior.

A partir de la red petrogenética empírica de Spear y Rumble (1986) pueden hacerse una serie de consideraciones, que permiten la deducción de una parte de la trayectoria P-T seguida por las anfibolitas pobres en Ca de este estudio. El primer aspecto importante que debe tratarse es el solvus de los ortoanfiboles. Por debajo de aproximadamente 600 °C existe una región de inmiscibilidad entre antofilita y gedrita (Spear, 1980; Fig. 4.24), y por lo tanto los ortoanfiboles formados por encima de esta temperatura tendrán una composición variable dentro de la solución sólida antofilita-gedrita, mientras que en los ortoanfiboles formados a temperaturas inferiores sus componentes se separarán en los términos antofilita-gedrita, quedando limitadas las composiciones intermedias. En las anfibolitas con Ath-Crd de este trabajo existe un único ortoanfíbol, con una composición que varía entre gedrita (un único análisis) y antofilita con una variación importante en el contenido en Al (Fig. 4.23), lo que implica que estos anfíboles se han formado por encima de la línea de solvus, definida por la reacción (Fig. 4.28):



La falta de lamelas de exolución u otras texturas similares indican que probablemente el enfriamiento ha sido rápido.

En una asociación donde coexisten cordierita y granate (como en la matriz de las anfibolitas con Ath-Crd), o cordierita y estaurolita, las "tie-lines" entre Al_2SiO_5 y ortoanfíbol o clorita no son posibles, por lo que la formación de estas asociaciones implica frecuentemente cambios importantes en la topología AFM (Fig. 4.27), que suelen ser fácilmente reconocibles petrográficamente. Por ejemplo, en una litología que haya experimentando una descompresión importante, las texturas más características que

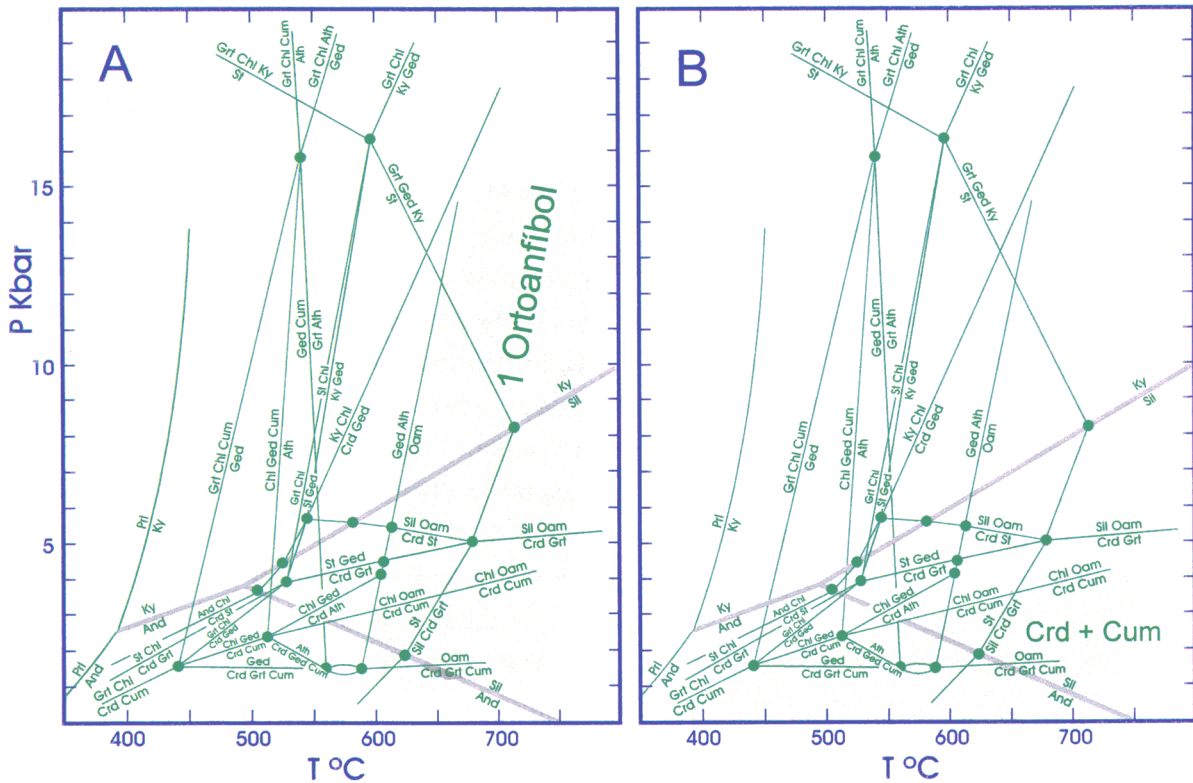
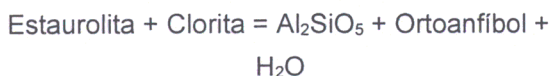


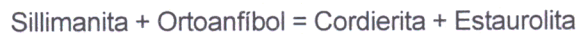
Figura 4.28. Red petrogenética empírica de Spear y Rumble (1986) para anfíbolitas pobres en calcio. A) En sombreado se muestra la región en que es estable un solo ortoanfíbol hipersolvus. B) Campo de estabilidad de la paragénesis cordierita + cummingtonita.

pueden formarse son inclusiones de Al_2SiO_5 y ortoanfíbol o estaurilita en el interior de cordierita, todas ellas en una roca que además contiene granate en la matriz. Estas texturas están relacionadas con el paso de una asociación con ortoanfíbol y Al_2SiO_5 a otra con cordierita y granate, o cordierita y estaurilita (Spear, 1993, pag. 485). Como hemos visto anteriormente, este tipo de texturas son frecuentes en muchas de las muestras estudiadas, constituyendo una evidencia del paso de asociaciones con Al_2SiO_5 y ortoanfíbol a las asociaciones actualmente presentes en la matriz. Las paragénesis con Al_2SiO_5 y ortoanfíbol se producen a partir de la reacción progradada:

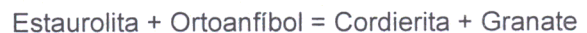


Las texturas más frecuentes que se encuentran en las anfíbolitas de este estudio, como se ha mencionado, son inclusiones

prismáticas y aciculares de sillimanita en cordieritas que se disponen en bandas paralelas a la foliación, indicando la actuación de la reacción:



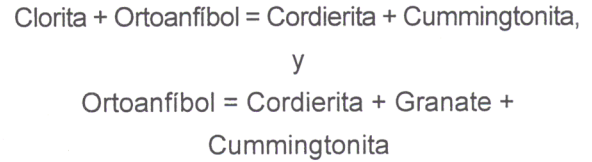
La presencia de estaurilita en una situación textural similar indica el paso por la curva definida por la reacción:



Todas estas reacciones son evidencias de que estas anfíbolitas han sufrido una descompresión mediante una trayectoria que sigue el sentido de las agujas del reloj.

Finalmente, la presencia de rocas con Cum-Crd indica el paso por condiciones de baja presión, a temperatura aún relativamente elevada

(Fig. 4.28). Las reacciones que forman las asociaciones minerales con Cordierita + Cummingtonita y Cordierita + Cummingtonita + Granate tienen pendientes suaves, de forma que el paso de las asociaciones anteriores a estas últimas indica que la trayectoria continúa caracterizándose por una descompresión. Las reacciones implicadas son:



En la Fig. 4.29 se muestra la red de Spear y Rumble (1986), junto con la trayectoria deducida para las anfibolitas pobres en Ca de este estudio.

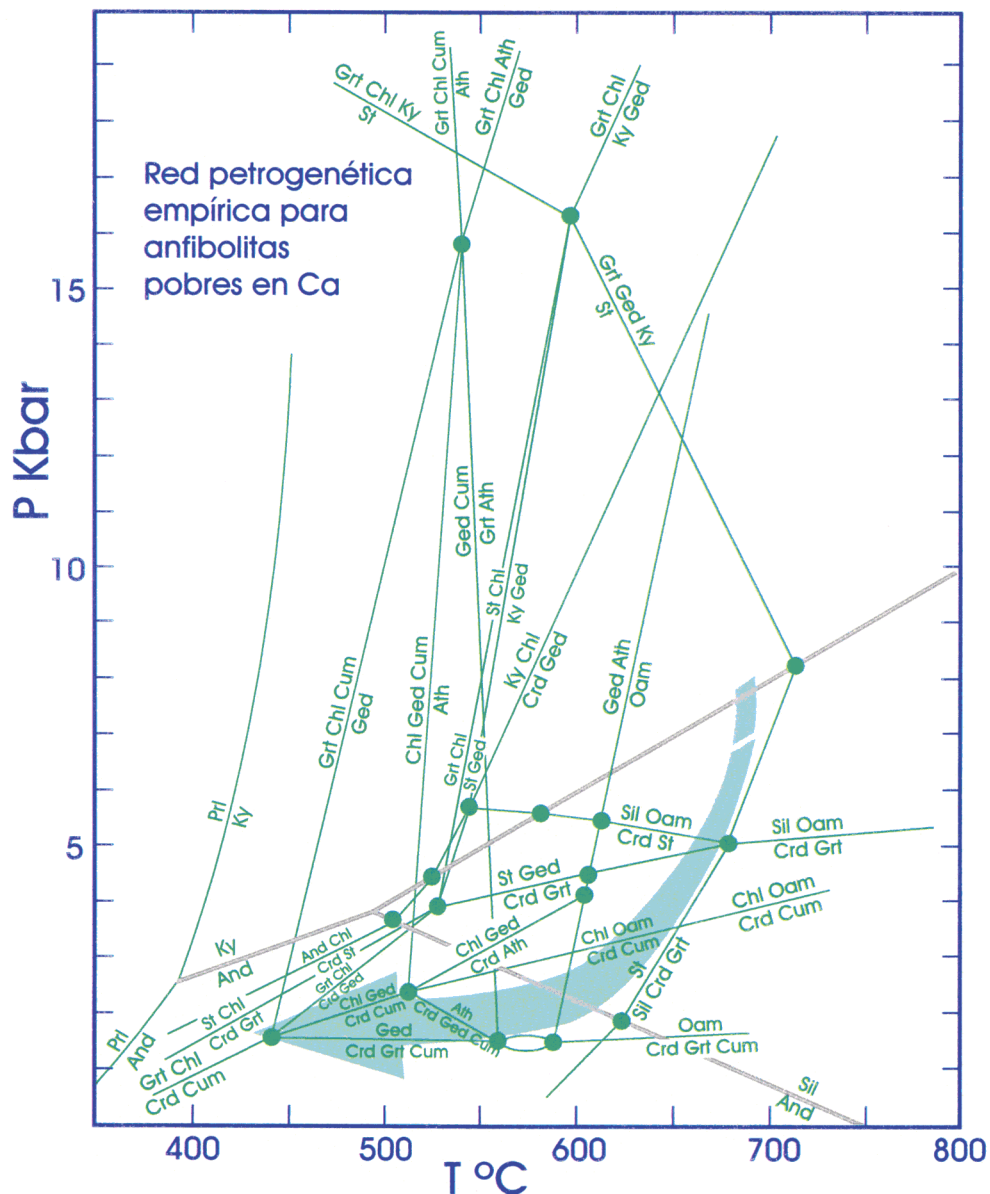


Figura 4.29. Red petrogenética empírica para anfibolitas pobres en Ca, basada en Spear y Rumble (1986). Con una flecha se indica la trayectoria P-T más probable seguida por las anfibolitas de este estudio, de acuerdo con las paragénesis observadas.



Capítulo 5

Trayectorias P-T y origen de las granulitas de la unidad culminante



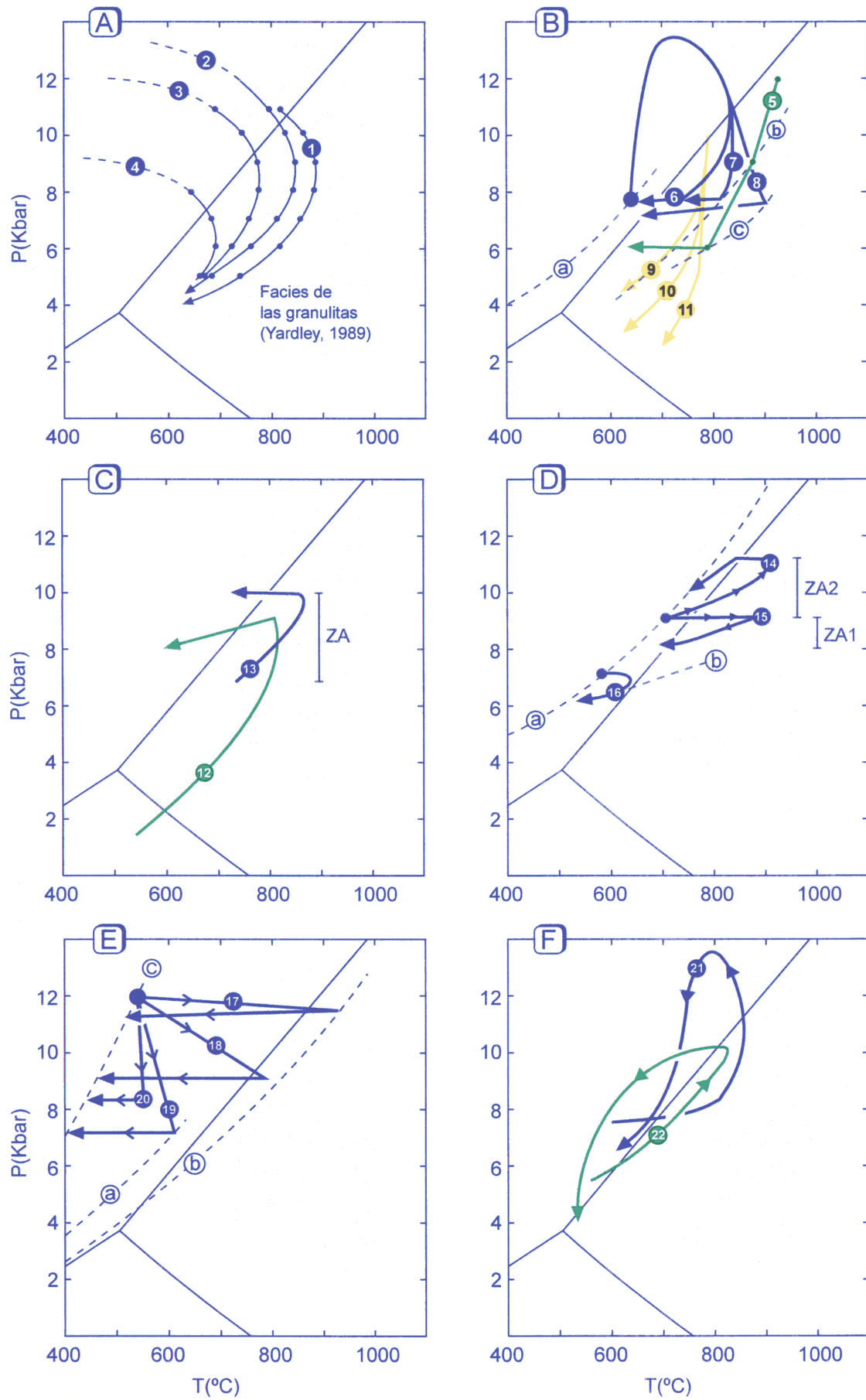
En este capítulo se analizarán las implicaciones tectonotermiales de las trayectorias P-T obtenidas en el capítulo anterior. En primer lugar se estudiarán las trayectorias P-T de las granulitas de la lámina inferior de la unidad culminante.

5.1 Evolución P-T de las granulitas de la unidad culminante

Entre los distintos procesos tectónicos que pueden dar lugar a un metamorfismo en condiciones de facies de las granulitas, los siguientes se consideran los más importantes: (1) procesos de engrosamiento cortical, originados por movimientos convergentes entre placas (p.e. England y Thompson, 1984); (2) procesos magmáticos que generen grandes intrusiones ígneas en la base de la corteza ("underplating" magmático) o en distintos niveles corticales (Bohlen, 1987), que además de calentamiento pueden producir una sobrecarga magmática (Wells, 1979; Brown, 1996); esta actividad magmática puede ser en algunos casos simultánea con un engrosamiento tectónico (Bohlen, 1987; Baba, 1998); (3) procesos que conlleven un fuerte régimen tectónico extensional (Sandiford y Powell, 1986). Cada uno de estos procesos, de acuerdo con las modelizaciones termales existentes, debe originar distintos tipos de trayectoria P-T, y por esta razón las características y la geometría de las trayectorias P-T son factores que pueden ser muy relevantes a la hora de discriminar el tipo de proceso que ha generado un terreno con metamorfismo granulítico. Para interpretar la trayectoria P-T de las granulitas estudiadas en este trabajo, nos ha parecido conveniente realizar una breve descripción de los tipos principales de trayectorias que pueden calcularse mediante modelos termales en función del ambiente geodinámico donde se originan:

1) *Zonas de engrosamiento cortical*: En una zona de corteza continental engrosada en la que el equilibrio isostático es recuperado por erosión, las trayectorias típicas tienen una forma arqueada y sentido horario (Fig. 5.1 A). Las diferencias que se encuentran entre las distintas trayectorias calculadas se deben principalmente a la geometría del proceso de engrosamiento, de modo que la más caliente (trayectoria 1) corresponde a una duplicación homogénea de la corteza. Las curvas 2, 3 y 4 resultan de un engrosamiento mediante un cabalgamiento situado a 30 Km de profundidad (es decir, duplicación tectónica de la corteza); las dos primeras representan rocas situadas inicialmente a 10 y 6 Km por debajo del cabalgamiento, respectivamente, mientras que la trayectoria 4 representa una roca situada a 4 Km sobre él. Por otro lado, en modelos de engrosamiento cortical que representan exhumaciones más rápidas, donde al efecto de la erosión se suma un adelgazamiento tectónico, generalmente acomodado mediante despegues extensionales, la geometría de las trayectorias P-T es diferente y se caracteriza principalmente por una mayor pendiente dP/dT . Esto implica una descompresión más rápida y a una mayor temperatura, sobre todo para valores de presión entre 8 y 4 Kbar (Fig. 5.1 B).

2) *Zonas de intenso calentamiento magmático*: Un tipo de trayectoria P-T característico de algunas granulitas y muy diferente de los anteriores, es el que puede generarse en zonas corticales donde se está produciendo la intrusión de grandes cuerpos ígneos. Bohlen (1987) sugiere que la intrusión de grandes volúmenes magmáticos antes y durante el engrosamiento tectónico de la corteza generaría trayectorias antihorarias, caracterizadas por una evolución progradada a altas temperaturas (en el campo de la sillimanita) seguida por un enfriamiento isobárico (Fig. 5.1 C). Harley (1989)



describe trayectorias similares, en una situación en la que el engrosamiento tectónico no es necesario. Partiendo de un punto situado en la base de la corteza, una acreción magmática por encima de ese punto produciría calentamiento y enterramiento. Si la corteza había sido inicialmente adelgazada, las trayectorias P-T características se iniciarían con una parte prograda y con aumento de P y posteriormente, al alcanzar la corteza su espesor normal de equilibrio y producirse la relajación térmica, un enfriamiento isobárico (Fig. 5.1 C, trayectoria 13). Partiendo de una corteza de espesor normal la trayectoria sería similar, con la diferencia de que el enfriamiento no sería totalmente isobárico, al producirse descompresión debida al necesario retorno al espesor normal de la corteza después del engrosamiento por acreción magmática (Fig.

5.1 D, trayectoria 14). Este autor también describe las trayectorias que se generarían en lugares situados por encima de la zona de acreción magmática, que se caracterizan por un fuerte calentamiento inicial seguido también por un enfriamiento prácticamente isobárico (Fig. 5.1 D, trayectorias 15 y 16). Una característica importante de los modelos de acreción magmática es que para que se produzca la exhumación de las granulitas es necesaria la existencia de un nuevo ciclo orogénico.

3) Zonas con régimen tectónico extensional:

Una corteza continental que está sufriendo extensión puede originar trayectorias P-T que pueden dar lugar a un metamorfismo en facies de las granulitas (Sandiford y Powell, 1986). La morfología de las trayectorias dependerá

Figura 5.1 (página anterior). Trayectorias P-T hipotéticas (A-E) relevantes para la evolución tectonotermal de las granulitas en distintos ambientes geodinámicos. **(A)** Modelos de trayectorias P-T en una zona de corteza continental engrosada hasta el doble de su espesor normal y posteriormente adelgazada por erosión, según los parámetros de England y Thompson (1984). La tasa de erosión es de 0.29 mm/año y los puntos representan intervalos de 10 Ma. Trayectoria 1: engrosamiento homogéneo de una corteza de 30 Km de espesor; trayectoria 2: rocas situadas inicialmente 10 Km por debajo de un cabalgamiento localizado a 30 Km de profundidad; trayectoria 3: rocas situadas inicialmente 6 Km por debajo del mismo cabalgamiento; trayectoria 4: rocas situadas inicialmente 4 Km por encima de un cabalgamiento también localizado a 30 Km de profundidad. Los parámetros termodinámicos de cada trayectoria están en Harley (1989). **(B)** Modelos de trayectorias para una corteza continental engrosada y posteriormente sometida a fuerte extensión, según England y Thompson (1984: trayectoria 5), Sonder *et al.* (1987: trayectorias 6,7,8) y Albarede (1976: trayectorias 9, 10 y 11). a, geoterma inicial; b, geoterma después de la extensión; c, geoterma después de la extensión con el efecto añadido de magmatismo inducido por el despegue del nivel TBL ("Thermal Boundary Layer"; las geotermas anteriores son para el modelo de Sonder *et al.*, 1987). Las trayectorias 6 - 8 y 9 - 11 indican tasas de extensión y descompresión cada vez más rápidas. **(C)** La trayectoria 12 es compatible con un calentamiento magmático de la corteza inferior producido antes y durante el engrosamiento tectónico, y el consiguiente enfriamiento isobárico inicial desde las condiciones pico, de acuerdo con Bohlen (1987). La trayectoria 13 (según Harley, 1989) refleja una roca situada inicialmente en la parte inferior de una corteza adelgazada y enterrada bajo una zona de acreción magmática (ZA). **(D)** Situación similar a la de la trayectoria 13, pero en una corteza de espesor próximo al normal y con una geoterma (a), que es elevada hasta (b) durante la acreción magmática. Los casos que se contemplan son: 14, roca de la corteza inferior enterrada por debajo de ZA2; 15, roca de la corteza inferior eventualmente residente por encima de ZA2; 16, roca situada por encima de la zona de acreción ZA1. Según Harley (1989). **(E)** Trayectorias P-T para terrenos de corteza continental que están sufriendo extensión, de acuerdo con Sandiford y Powell (1986). El modelo extensional considerado es una extensión asimétrica acomodada por medio de un despegue que atraviesa toda la corteza, lo que supone que la máxima perturbación térmica (geoterma b) se produce en lugares alejados de la zona de máxima extensión. Las distintas trayectorias se refieren a rocas situadas inicialmente en distintos puntos de la estructura, que sufren extensión y retornan a la geoterma original al cesar ésta. La número 17 estaría situada en el punto de máximo ascenso astenosférico y de menor extensión en la corteza y la 19, contrariamente, en la zona de máxima extensión cortical (ver figura 1 en Sandiford y Powell, 1986). **(F)** Trayectorias P-T antihorarias obtenidas en muestras naturales de dos terrenos granulíticos, de acuerdo con Baba (1998; nº 21) y Appel *et al.* (1998; nº 22). El origen de ambas granulitas es relacionado con un "underplating" de magmas en un margen continental activo, combinado en el primer caso (trayectoria 21), con un engrosamiento tectónico de la corteza.

esencialmente del tipo de estructura extensional y de la posición de la roca en esa estructura. En el caso de una extensión asimétrica acomodada en la litosfera superior mediante cizallamiento simple a través de un despegue extensional (Wernicke, 1985), las trayectorias más frecuentes y que indican mayor tasa de extensión consistirán en una descompresión isotérmica seguida de un enfriamiento isobárico (Fig. 5.1 E, trayectorias 19 y 20). La ausencia de calentamiento durante la descompresión es debida a que la máxima perturbación térmica, producida por el ascenso de la astenosfera, se produce en lugares alejados respecto a la zona donde se produce la mayor extensión cortical. En este último tipo de zonas, las de máxima perturbación térmica, se generarán trayectorias en las que la descompresión será mínima y el calentamiento máximo (Fig. 5.1 E, trayectorias 17 y 18).

Finalmente, en la Fig. 5.1 F se muestran dos ejemplos reales de trayectorias P-T antihorarias obtenidas en dos terrenos granulíticos. La trayectoria 22 (cinturón Pan-Africano del E de Tanzania; Appel *et al.*, 1998) se interpreta como originada en un margen continental activo que está experimentando un "underplating" magmático. El metamorfismo antihorario de la trayectoria 21 (Lewisian Complex, NW de Escocia; Baba, 1998) es interpretado de forma similar; es decir, que representa un magmatismo en un margen continental activo, pero en este caso la fuerte presurización y la descompresión sin enfriamiento isobárico indica la actuación simultánea de cabalgamientos producidos durante una colisión continental.

La gran mayoría de las trayectorias P-T de granulitas deducidas a partir de termobarometría se limitan, sin embargo, a pequeños fragmentos de la parte retrógrada, puesto que las altas temperaturas características de la facies de las granulitas suelen provocar la eliminación de la

zonación química de los minerales, borrando así todo indicio de la evolución progradada. Típicamente, sólo es posible obtener dos puntos P-T deducidos a partir de las composiciones del núcleo y del borde de los granates (este último suele reflejar condiciones retrógradas), y esto únicamente en el caso de que se pueda asumir de forma razonable que han existido equilibrios químicos locales durante la retrogradación. Además, como ha sido observado por Harley (1989), la mayor parte de las trayectorias P-T documentadas en la bibliografía se adaptan a dos modelos básicos (Fig. 5.2): trayectorias caracterizadas por una descompresión aproximadamente isotérmica (DIT) y trayectorias caracterizadas por un enfriamiento aproximadamente isobárico (EIB). Convencionalmente se suelen considerar las trayectorias DIT como relacionadas con los últimos episodios de la evolución tectonotermal de una corteza continental engrosada, aunque trayectorias descompresivas de este tipo también podrían ser generadas en contextos extensionales sin relación con una colisión, como p.e. en el muro de un despegue extensional de bajo ángulo, siempre que se produzca la acreción concomitante de magmas en la base de la corteza que se está extendiendo (Sandiford y Powell, 1986). Las trayectorias generadas en un contexto exclusivamente extensional pueden ser bastante calientes, pero también serán relativamente superficiales (5-2 Kb; Harley, 1989), y como quiera que la mayoría de las trayectorias DIT de granulitas parecen desarrollarse a mayores presiones (Fig. 5.2 A), resulta más probable un origen en un contexto colisional para la mayoría de las granulitas con este tipo de trayectoria. Al comparar la morfología de las trayectorias DIT con las trayectorias modelo para una zona de colisión continental atenuada por erosión (Fig. 5.1 A), puede observarse que difieren significativamente; las primeras presentan una mayor pendiente dP/dT , lo que implica que la

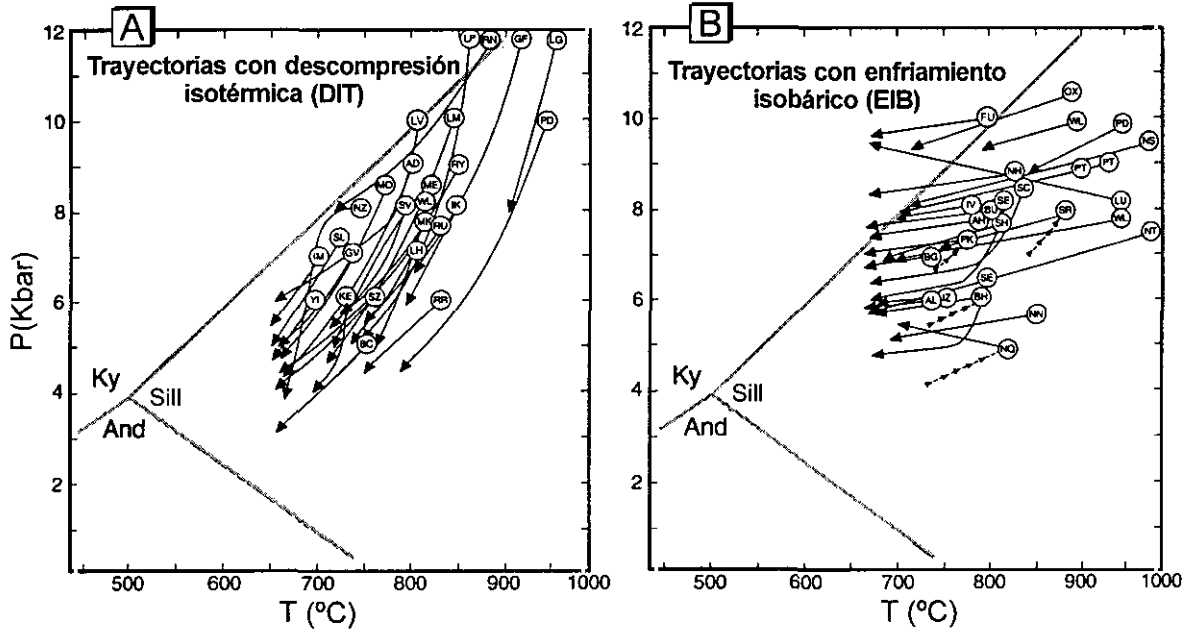


Figura 5.2. Ejemplos de las trayectorias P-T, calculadas mediante termobarometría, que resultan más frecuentes en granulitas, según Harley (1989). (A) Trayectorias caracterizadas por una descompresión isotérmica; (B) trayectorias caracterizadas por un enfriamiento isobárico. Las abreviaturas utilizadas para los nombres de los terrenos granulíticos son (*):

Trayectorias con descompresión isotérmica (DIT)

Abrev.

Aldan Snidle
British Columbia
Gruf complex, Alps
Grenville
Indian Khondalites
Iforas, Mali
Kerala Khondalites
Longuparti, India
Limpopo belt
Limpopo belt
Limpopo belt
Limpopo Belt Southern Marginal zone
Lutzw-Holm Bay
Moldanubian
Musgrave Block
Molodezhnaya
Napier Complex-Shears
Paderu, India
Rayner Complex
Rauer Group, Antarctica
Rauer Group, Antarctica
Roan, Norway
Scourie Complex
Serre Calabria
Sri Lanka, Highlands
Sri Lanka, Vijayan
Sittampundi
Sverdrupfjella, Antarctica
Sharyzhalagay, Baikal
Yamato Mts, Antarctica
Yilgarn Shears

Trayectorias con enfriamiento isobárico (EIB)

Abrev.

Adirondack Highlands
Adirondack Lowlands
Broken Hill, Australia
Buksefjorsen, Greenland
Furua, Tanzania
Ivrea zone, north
Ivrea zone, south
Labwor Hills, Uganda
Nain Complex
Napier Complex, Scott
Napier Complex, Tula
Napier Complex, Napier
Napier Complex, Shears
Nilgiri Hills
Ox Mountains, Ireland
Paderu, India
Pikwitonei, Manitoba
Pikwitonei, Sipawesk
Scourie Complex, Scotland
Serre, Calabria
Strangways Range, Arunta Complex
Wilson Lake, Ontario

(*) Se han utilizado las mismas de Harley (1989), y por ello se ha mantenido el nombre inglés de las localidades. Para las referencias bibliográficas de los terrenos consultar a este autor.

descompresión se realiza a mayor temperatura. Para explicar esta geometría parece necesario, en muchos casos, invocar la existencia de algún mecanismo tectónico de atenuación cortical (Harley, 1989; Fig. 5.1 B).

La existencia de trayectorias con enfriamiento isobárico (EIB, Fig. 5.2) implica que el pico metamórfico ha debido alcanzarse en una corteza de espesor normal, o al menos en equilibrio isostático con la litosfera circundante. Este tipo de trayectorias pueden ser el producto final de varios tipos de procesos; por una parte existen evidencias de trayectorias EIB con una parte progradada que transcurre en el campo de la sillimanita, implicando una trayectoria antihoraria. El único modelo compatible con este tipo de trayectorias es el que implica la intrusión de grandes volúmenes magmáticos sobre y/o en la zona donde se produce el metamorfismo granulítico (Bohlen, 1987). También existen evidencias de trayectorias con sentido horario que terminan en EIB, lo que implica que la presión máxima se habría alcanzado de forma anterior al EIB. No obstante, como indican Bohlen (1987) y Harley (1989), no parecen existir en las granulitas con este tipo de trayectorias indicios petrológicos claros de una evolución a mayores presiones anterior al EIB, como podrían ser inclusiones de distena o relictos eclogíticos. En cualquier caso, este tipo de trayectorias de sentido horario podrían generarse a través de varios mecanismos, que suelen estar en relación con procesos de colisión continental, siendo los más importantes: (a) relajación termal de la parte más profunda de una corteza continental duplicada por una colisión y atenuada por procesos erosivos (England y Thompson, 1984); (b) extensión tectónica de una corteza previamente engrosada en una zona de colisión o en un arco continental (England y Thompson, 1986; Sonder *et al.*, 1987). Como puede deducirse, la mera existencia de una trayectoria con EIB no implica la actuación

de un determinado proceso tectónico; para poder hacer deducciones a este respecto es necesario conocer fragmentos de la historia progradada.

Aunque, en general, ningún autor pone en duda que la evolución tectonothermal de una buena parte de los terrenos granulíticos se ajusta a los dos modelos de trayectorias tipo DIT y EIB mostradas en la figura 5.2, algunos han señalado que parte de estas trayectorias podrían no corresponder a la trayectoria realmente seguida por la litología, y resultar entonces artefactos debidos a los problemas inherentes a la termobarometría en granulitas. Es decir, en ocasiones la trayectoria P-T obtenida a partir de un granate zonado podría ser sólo aparente. Frost y Chacko (1989) denominan a este problema "principio de incertidumbre de las granulitas". Se debe esencialmente a la diferente temperatura de cierre (T_c) de los termómetros de intercambio Fe-Mg (p.e. Grt-Opx, Grt-Bt, etc.) respecto a los barómetros de transferencia de masas (p.e. Grt-Al₂SiO₅-Pl-Qtz, Grt-Opx-Pl-Qtz, etc.), que son los más frecuentemente utilizados. En general, la T_c de los barómetros resulta más elevada que la de los termómetros de intercambio Fe-Mg. Como consecuencia de esta diferente T_c puede darse una situación en la que durante el enfriamiento se siga produciendo intercambio Fe-Mg entre el granate y los demás minerales ferromagnesianos, aunque la reacción barómetro esté ya bloqueada. En una situación de este tipo, una termobarometría basada en las composiciones centro-borde del granate registrará un primer punto P-T (centro del granate) definido por la isopleta de la reacción barómetro y su intersección con el termómetro. Al progresar el enfriamiento, y con la reacción barómetro ya bloqueada, la temperatura indicada por el termómetro de intercambio permanecerá en la misma isopleta, con lo que la trayectoria se verá obligada a seguir dicha isopleta. Por ello, existirá una tendencia en la termobarometría a registrar

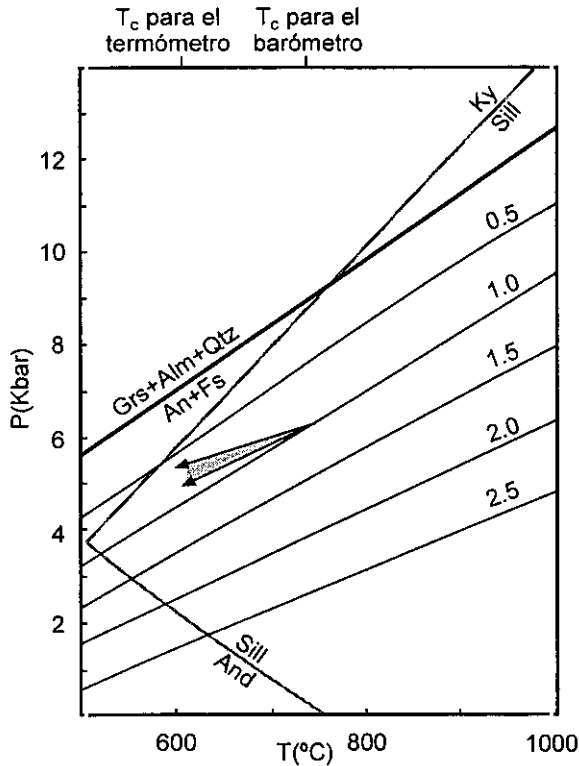


Figura 5.3. Trayectorias P-T aparentes motivadas por la distinta temperatura de cierre (T_c) entre un termómetro de intercambio Fe-Mg (en este caso entre grt y opx) y un barómetro de transferencia de masas (en este caso grt-opx-pl-qtz). Las líneas representan contornos de $\log K_D$ constante. Las trayectorias de enfriamiento deben situarse dentro de la zona sombreada. Según Frost y Chacko (1988).

trayectorias tipo EIB sea cual fuere la trayectoria real seguida (Fig. 5.3). La conclusión que puede deducirse de esta incertidumbre en la termobarometría de granulitas es que ésta no puede utilizarse por sí sola como argumento acerca del proceso que dio lugar al metamorfismo. Por ello, deben utilizarse otras evidencias independientes para poder asegurar que la trayectoria obtenida se corresponde con la realmente seguida por la muestra estudiada. En este aspecto, el análisis petrográfico de texturas puede proporcionar información muy importante, que debe ser coherente con la trayectoria obtenida mediante termobarometría. Otra fuente fundamental de información P-T lo constituye el estudio de la sucesión de asociaciones minerales en equilibrio y su

comparación con redes petrogenéticas, que en ocasiones pueden limitar considerablemente el tipo de trayectorias posibles, e incluso, en ocasiones, proporcionar rangos P-T más precisos que la termobarometría.

A continuación se describen las características más importantes de la trayectoria P-T obtenida para las granulitas básicas y metapelíticas de la lámina inferior de la unidad culminante. Pueden destacarse las siguientes características (Fig. 5.4): (a) la trayectoria no se ajusta a ninguna de las pautas DIT o EIB; (b) se registra una primera evolución progradada y con aumento de presión en el campo de la sillimanita, que indica un importante calentamiento inicial a baja presión; (c) la descompresión debió realizarse sin un aumento importante de la temperatura, puesto que no existe ninguna textura ni variación en la composición química de los minerales que indique la existencia de un pico térmico posterior a la evolución progradada. La trayectoria descompresiva que se considera más probable está señalada con un 3 en la Fig. 5.4.

El aumento de presión registrado en la trayectoria durante la evolución progradada está apoyado, como se ha discutido, en las siguientes evidencias:

- (a) Aumento del contenido en Ca en el borde de los granates respecto al núcleo, tanto en las granulitas básicas como en las metapelíticas.
- (b) Disminución del contenido en anortita en las plagioclasas en contacto con granate.
- (c) Presencia de rutilo incluido en los bordes del granate y nunca en los núcleos.
- (d) Presencia de coronas de sillimanita y cordierita en torno a hercinita.

(e) Coronas de granate alrededor de biotita, ortopiroxeno y granates previos.

(f) Termobarometría multiequilibrio.

El aporte de calor necesario para desarrollar esta trayectoria a alta temperatura debe provenir, con toda probabilidad, del importante magmatismo intrusivo en la parte basal de la Serie de Ordenes, donde existen grandes cuerpos ígneos tanto básicos (gabro de Monte Castelo),

como ácidos (ortogneis de Corredoiras). El enterramiento que muestra la trayectoria, que alcanza 10 Kbar, implica un importante engrosamiento cortical, que podría ser el resultado del "underplating" de magmas en la base de la corteza e intrusiones simultáneas en ella (sobrecarga magmática), o bien podría representar un engrosamiento tectónico, o una combinación de ambos procesos. La localización de las granulitas en zonas de cizalla progradas y el desarrollo de foliación regional (ver capítulo 3)

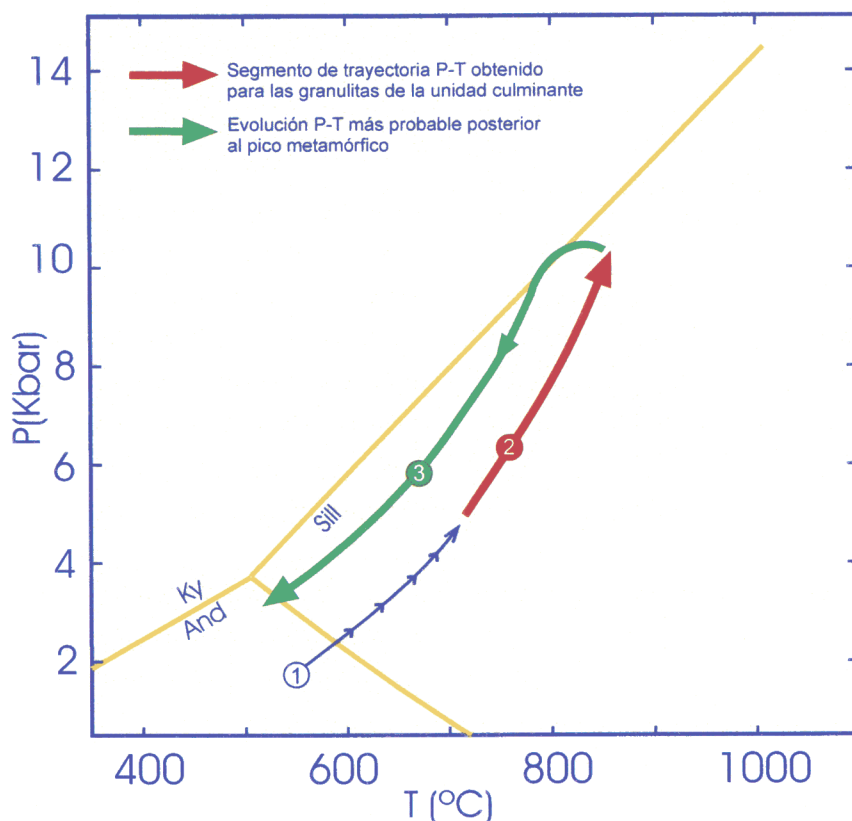


Figura 5.4. Segmento de la trayectoria P-T obtenida para las granulitas de la unidad culminante, indicada mediante la flecha (2). La flecha señalada con (1) indica una posible trayectoria prograda inicial, mientras que la señalada con (3) indica la evolución posterior al pico térmico/bárico que se considera más probable.

sugieren que el enterramiento debió ser, al menos en parte, tectónico. Además, una vez alcanzado el pico térmico, no parece probable que las granulitas quedasen residentes en la corteza inferior durante un largo periodo, puesto que no se registran evidencias de un EIB, como sería de esperar si el engrosamiento fuera únicamente

consecuencia de una sobrecarga magmática. Más bien existen evidencias de una descompresión relativamente rápida y sin aumento apreciable de la temperatura, que indican una inestabilidad gravitatoria en la corteza, más típica de los procesos de engrosamiento tectónico. Las evidencias de descompresión son:

(a) Presencia en el E unidad culminante de despegues extensionales de presumible edad ordovícica (González Cuadra *et al.*, 1999).

(b) Coronas de cordierita (y en ocasiones plagioclasa) alrededor de algunos granates, lo que implica la actuación de la reacción: $Grt + Al_2SiO_5 + Qtz = Crd$.

(c) Presencia de andalucita en la lámina superior de la unidad culminante, que probablemente presenta una evolución final común con la lámina inferior.

(d) Anfibolitización de las granulitas básicas, que produce la sustitución de ortopiroxeno por hornblenda y de rutilo por ilmenita.

(e) Presencia local de cizallas en facies de los esquistos verdes.

Los modelos simples de colisión continental no pueden explicar una trayectoria P-T de este tipo, en la que la evolución progradada se realiza a temperaturas tan elevadas. Esta pauta sólo es compatible con los modelos de acreción magmática propuestos por Bohlen (1987), en los que el aporte suplementario de calor proviene de una intensa actividad ígnea. Esto implica la existencia de un margen continental activo que está experimentando "underplating" magmático (un arco magmático), o bien cualquier proceso donde pueda generarse un intenso magmatismo y engrosamiento cortical simultáneo. El ambiente tectónico propuesto para el origen de las granulitas de la unidad culminante es una zona profunda de un prisma de acreción generado en un arco de islas. La actividad tectónica en este ambiente puede explicar todas las características de esta trayectoria P-T: el magmatismo bimodal procedería de la fusión parcial en las zonas profundas del prisma, debida a la subducción de materiales oceánicos y de los sedimentos asociados. Los

cuerpos plutónicos así generados podrían ser enterrados de forma casi simultánea a su intrusión e incorporados al prisma de acreción. La dinámica de un prisma acrecionario también explica la existencia de procesos extensionales simultáneos con la actividad compresiva (Platt, 1986). Adicionalmente, existen otras evidencias geológicas importantes que apoyan el origen en un arco magmático para la unidad culminante: (1) las características geoquímicas de los cuerpos ígneos básicos indican que muy probablemente son toleitas generadas en un arco de isla (gabro de Monte Castelo; Andonaegui *et al.*, 1999), por lo que el prisma de acreción y el magmatismo pudieron originarse en este ambiente; (2) el carácter prácticamente sinmetamórfico del magmatismo (ver capítulo siguiente; Abati *et al.*, 1999) indica que su intrusión fue inmediatamente seguida por su enterramiento; (3) la naturaleza grauváquica y las características sedimentarias de la Serie de Ordenes (Martínez Catalán *et al.*, 1999) son compatibles con su deposición en las proximidades de un arco isla.

5.2 Evolución P-T de las anfibolitas pobres en Ca

La trayectoria P-T deducida para esta litología de la lámina superior se representa junto con la trayectoria de las granulitas de la lámina inferior en la Fig. 5.5. Como puede apreciarse, la trayectoria describe una descompresión casi isobárica a partir de unos 6-7 Kbar y a unos 650 °C de temperatura. Las trayectorias de este tipo suelen interpretarse, de acuerdo con los modelos termales, como originadas durante una exhumación motivada por la acción conjunta de la erosión y de algún mecanismo tectónico, generalmente accidentes extensionales (England y Thompson, 1984). Las trayectorias P-T en terrenos exhumados únicamente por erosión suelen tener una forma más arqueada, mientras que las exhumaciones más rápidas favorecen

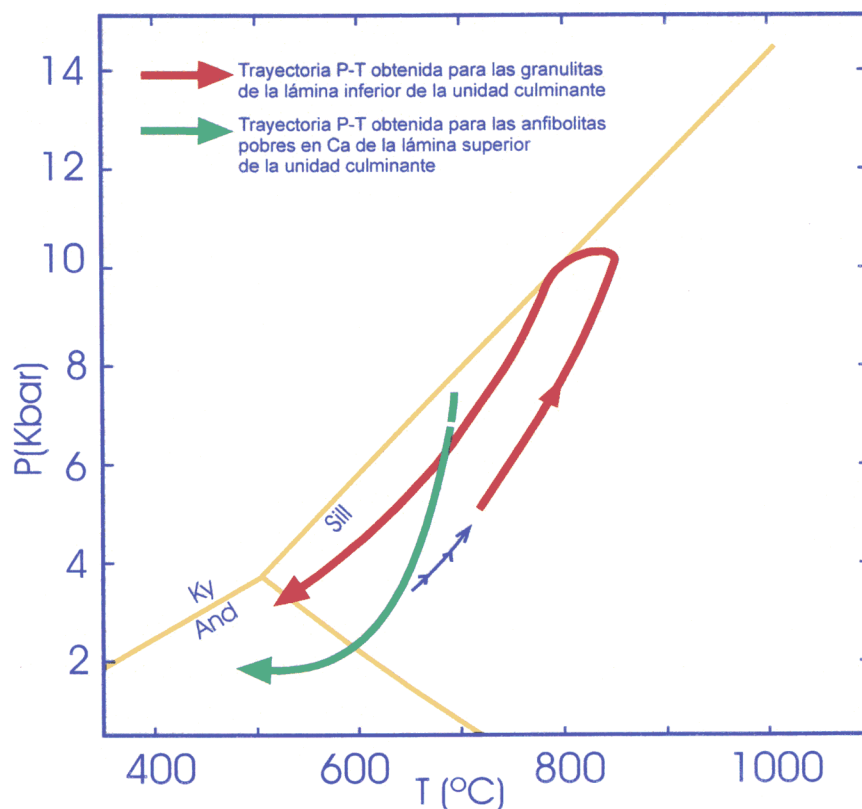


Figura 5.5. Trayectorias P-T obtenidas para las láminas superior e inferior del sector occidental de la unidad culminante.

mayores pendientes dP/dT , al dejar menos tiempo para que se produzca el equilibrio térmico entre las rocas enterradas y los materiales circundantes (véase Fig. 5.1 A y B). Por tanto, esta trayectoria sugiere que la exhumación de la unidad culminante fue favorecida por procesos tectónicos extensionales.

La lámina superior debe representar un nivel más superficial del prisma acrecionario, y por

tanto más alejado de las fuentes de calor magmáticas, puesto que su calentamiento es mucho menos intenso. La actividad extensional debe estar relacionada con la propia dinámica del prisma de acreción, que implica la existencia de periodos compresionales y extensionales superpuestos en el tiempo (Platt, 1986). La parte final de la trayectoria debe ser común con la lámina inferior, puesto que en ese momento ambos conjuntos deberían ser adyacentes.

Capítulo 6

Geocronología

6.1 Investigaciones geocronológicas previas en las unidades superiores de los Complejos Alóctonos

El volumen de datos geocronológicos existentes sobre la unidad culminante de MP es muy escaso, al contrario que en las unidades de AP-AT, donde existe una mayor cantidad de datos, particularmente en lo que respecta al Complejo de Cabo Ortegal. Ambas unidades se encuentran situadas por encima de la sutura varisca, y están separadas entre sí por un despegue dúctil probablemente extensional (despegue de Corredoiras), por lo que sus respectivas evoluciones tectonotermales pueden estar estrechamente relacionadas. En la Fig. 6.1 se muestran las edades publicadas en las unidades superiores de los Complejos Alóctonos. A pesar de la aparente complejidad de los datos, las edades pueden agruparse en varios episodios con significado geológico, aunque éste continua siendo controvertido. Los episodios que pueden destacarse son:

a) 2.8 - 1.9 Ga: Estas edades corresponden a intersecciones superiores de rectas de regresión con la curva de concordia del sistema U-Pb. Suelen ser muy imprecisas (el error puede superar los 100 Ma) y su significado geológico es oscuro. Se encuentran tanto en la unidad de AP-AT, en granulitas básicas de la unidad de Sobrado (Peucat *et al.*, 1990) y en los paragneises del Complejo de Cabo Ortegal (Peucat *et al.*, 1990; Schäfer *et al.*, 1993), como en ortogneises de la unidad culminante de los complejos de Ordenes (Kuijper, 1979) y Morais (Dallmeyer y Tucker, 1993). La única conclusión que puede derivarse de la existencia de herencias en estos circones es que en la génesis de ciertas rocas ígneas y en el área fuente de los metasedimentos existió una participación de componentes de edad variable entre Arcaico y Proterozoico Inferior.

b) Episodio Ordovícico Inferior (500-480 Ma): Existen numerosas edades en este rango, que permiten definir un importante episodio tectonotermal. El significado de estas edades es controvertido, puesto que han sido interpretadas como correspondientes al metamorfismo de AP, a edades de protolitos ígneos, o a una combinación de ambas. La existencia de un evento magmático parece indiscutible, como lo demuestran, por ejemplo y entre otras, las edades U-Pb obtenidas en los circones ígneos de los ortogneises de Lagoa, Complejo de Morais (496 ± 3/-2, Dallmeyer y Tucker, 1993), y en las eclogitas y granulitas de Cabo Ortegal (512 ± 11, Schäfer *et al.*, 1993; 507 ± 17, Ordoñez Casado *et al.*, 1996; varias edades en Peucat *et al.*, 1990), además de las edades en torno a 500 Ma obtenidas para el magmatismo bimodal en la unidad culminante del Complejo de Ordenes, que serán presentadas en esta memoria (Abati *et al.*, 1999; U-Pb en circones y monacitas).

Basándose en algunos resultados de edades ordovícicas (U-Pb y Rb-Sr), inicialmente se postuló también la existencia de un metamorfismo de alto grado que comenzaría a desarrollarse durante el Paleozoico Inferior. Esta hipótesis fue sugerida en primer lugar por Van Calsteren *et al.* (1979) y algo más tarde por Kuijper (1979). La interpretación de Van Calsteren *et al.* (1979) se basa en una edad Rb-Sr sobre roca total de 487 ± 122 Ma (477 si se recalcula según Steiger y Jäger, 1977), obtenida en una lherzolita de Cabo Ortegal. La edad es demasiado imprecisa para ligarla a algún episodio concreto, pero los autores la consideran como una edad de referencia para el emplazamiento de rocas ultramáficas durante la actividad de una pluma mantélica. Según esta hipótesis, la intrusión de magmas lherzolíticos provocaría un aumento del gradiente térmico y la formación de aureolas de contacto granulíticas.

UNIDADES DE ALTA PRESIÓN Y ALTA TEMPERATURA

		SITUACIÓN GEOLOGICA	METODO	EDAD (Ma)	NOTAS SOBRE EL METODO	INTERPRETACION DE LOS AUTORES	OBSERVACIONES		
PARAGNEISES	Unidad de Sobrado		Ar-Ar	(14)	325	Ms	Intrusión de granitoides sincinemáticos variscos		
	Cariño (C. Ortegal)		Rb-Sr	(6)	355±8	RT+Bt			
	Gneises de Chimparra (Complejo de Cabo Ortegal)	U-Pb	(12)	382±3	2 Rt (Edad 206/238)	Edades de enfriamiento			
		Rb-Sr	(6)	371±8	RT+Ms				
		U-Pb		349±7	RT+ Bt				
	Gneises bandeados (Complejo de Cabo Ortegal)	U-Pb		422±4	4 Zrn. Herencia a 2479±6	Metamorfismo de alto grado. Segundo episodio de alto grado en estas unidades	No se ha verificado este episodio. Fracciones muy discordantes que probablemente reflejan una mezcla de dos poblaciones de circones de distinta edad		
		U-Pb	(6)	417+3/-2	5 Zrn. Herencia a 2345±11				
	Migmatitas de la unidad de Sobrado	Ar-Ar		376±1.4	Ms	Edad de enfriamiento.	Metamorfismo en facies de los esquistos verdes		
		U-Pb	(3)	472±12	3 Zrn + 1 Mnz	Metamorfismo granulítico simultáneo a emplazamiento de granitos	Monacita con edad 207/206=487 Ma. Este dato se considera clave para la evolución metamórfica		
	Antibolitas del Complejo de Bragança	Ar-Ar	(7)	386±1.5	Hbl	Metamorfismo anfibolítico relacionado con la imbricación de la ofiolita y el alóctono superior	Concuerda con muchas edades obtenidas en unidades equivalentes		
GRANULITAS (incluyendo anfibolitas procedentes de granulitas)	Clinopiroxenita con Grt (C. de Morais)	Sm-Nd	(13)	485±17	RT+Grt+Cpx+ Amp	Episodio orogénico de edad Ordovícico Inferior	MSWD=0.5		
	Complejo de Bragança	Sm-Nd		1079±78	RT+Grt+(Pl+Ap) +(Cpx+Amp)	Episodio orogénico de edad Grenville	Resultado fuertemente dependiente de pequeños errores en la composición del Grt. MSWD=2.90		
	Antibolita de la unidad de Sobrado	Ar-Ar	(14)	425±1.2	Hbl	Incierta. Quizás los primeros eventos tectono-temales son más antiguos que lo propuesto por (9)			
	Formación Bacariza (C. Cabo Ortegal)	U-Pb	(11)	481±5	Zrn SHRIMP	Protolito ígneo			
	Rocas carbonatadas con Grt-Cpx (lentejones en las granulitas de la Fm Bacariza, C. de Cabo Ortegal)	U-Pb	(10)	406±4	6 Zrn	Edad del episodio de AP. Un solo ciclo orogénico	El episodio metamórfico queda perfectamente acotado, pero no se puede excluir que el episodio de AP sea anterior, o que haya otros episodios metamórficos anteriores		
				383±3	6 Ttn				
				388-390 (±2)	4 edades (4 Zrn, 10 Ttn y 4 Ep)				
	Formación Bacariza (C. Cabo Ortegal)	U-Pb	(9)	476±13	Zrn SHRIMP	Protolito ígneo			
	Unidad de Sobrado (C. de Ordenes)	U-Pb		489±19	4 Zrn. Herencia a 2763+269/-233	Emplazamiento de los protolitos y metamorfismo entre 490 y 480 Ma	El sistema U-Pb resulta muy simple en estas muestras, por lo que no parece posible distinguir si se trata de edades metamórficas o ígneas, aunque la interpretación dada es plausible.		
		U-Pb	(6)	482±7	3 Zrn (207/206) R=497+11/-13				
Granulitas de la Formación Bacariza (Complejo de Cabo Ortegal)	Ar-Ar		387±4	Hbl	Enfriamiento				
	Rb-Sr	(3)	278	Datos de (2) separados en 2 poblaciones y recalculados	Metamorfismo de alta presión Ordovícico	Los criterios para separar los datos aportados por (2) en dos poblaciones no parecen claros, además de proporcionar una isócrona muy imprecisa. Esto limita mucho la validez de los datos.			
			507±65						
	K-Ar	(2)	398	1 Bt	Pluma mantélica activa entre 500-350 Ma				
			391±13	6 Hbl					
	Rb-Sr		354±17	11 RT y 1 Bt		Debe representar la edad de enfriamiento del sistema Rb-Sr en las biotitas (~320° C)			
ECLOGITAS	Eclogitas del alóctono superior del Complejo de Bragança		Sm-Nd	(13)	440±54	Dos posibles isocronas, en función del mineral elegido	Metamorfismo de alta presión Ordovícico		
	Banda de eclogitas de Cabo Ortegal (Concepción - Serra da Capelada)	Eclogitas con Ky	U-Pb		473±9	SHRIMP Zrn, núcleos	Esencialmente igual a (9): Litosfera oceánica de edad Cámbrico a Ordovícico Inferior y un único evento de AP hacia los 390 Ma		
					382±13	SHRIMP Zrn, bordes			
		Eclogitas comunes	U-Pb	(11)	507±17	SHRIMP Zrn, núcleos			
					397±28	SHRIMP Zrn, bordes			
			U-Pb	(9)	512±11	SHRIMP Zrn, núcleos	Litosfera oceánica Cámbrica. Un único evento de AP a 390 Ma	La mayor parte de los trabajos a partir de este aceptan esta hipótesis. Nuevos datos que serán presentados en esta memoria y otros en preparación (13) la ponen en cuestión	
			U-Pb		390	SHRIMP Zrn, bordes			
			U-Pb	(6)	480±5	5 Zrn (207/206) R=490+12/-11	Subducción de litosfera oceánica. Protolito de edad desconocida	Llama la atención la ausencia de herencias	
			U-Pb	(5)	477±10	2 Zrn Edad 207/206	Metamorfismo entre 480 y 420 Ma, establece comparación con eclogitas de Vendée	Con los datos presentados no es posible resolver si se trata de edades de protolitos o metamórficas	
			Rb-Sr	(4)	440/479	5 RT(2 isócronas de 2 puntos)	Metamorfismo catazonal Ordovícico	Recalcula dos isocronas a partir de datos de (2), con dos puntos cada una y excluye el quinto dato	
			K-Ar	(2)	413±9	3 Hbl	Pluma mantélica activa entre los 500 y 350 Ma		
	K-Ar	(1)	898±32	Anfibol	Evento metamórfico Precámbrico	No se ha vuelto a reproducir por ningún método. Probable exceso de Ar			
	ROCAS ULTRAMÁFICAS	Lherzolita con espinela		U-Pb	(11)	395±8	Zrn-SHRIMP	Cristalización durante una fusión parcial del manto bajo condiciones de AP	Los episodios hacia los 390 Ma también corresponden a una milonitización en facies de las anfibolitas
Vena con Cpx y Grt (Macizo de Uzal)				388±8					
Pegmatita intrusiva en el macizo de Uzal		Rb-Sr		395±5	RT, Ms, K-Fs	Edad mínima de las ultramáficas. Las venas con Cpx y Grt se consideran originadas por fusión parcial de las rocas ultramáficas relacionada con una subducción de edad 390 Ma			
				388±2	3 Mnz				
		U-Pb	(10)	387±1	5 Zrn				
Vena con Cpx+Grt		Herbeira	U-Pb		383±1	6 Rt			
		Uzal	U-Pb	(9)	392±16	Zrn SHRIMP			
			U-Pb	(6)	392±4	6 Zrn (207/206) (R=400+16/-6)	Generación previa en un "back-arc" y fusión parcial hacia los 390 Ma		
Lherzolitas de Cabo Ortegal		K-Ar			392±5	5 Ed (*) (sin Herb 52)	Enfriamiento del manto lherzolítico	Nuevas evidencias han hecho que el modelo de pluma mantélica haya sido prácticamente abandonado por los autores modernos, incluso de la escuela de Leiden. Las edades en torno a 390 Ma son características en todas las litologías de las unidades superiores, indicando un importante episodio tectonotermal	
					398±8	3 Phl (*)			
				337±10	2 RT+2 Ed (*)				
	Rb-Sr			386±10	2 RT+2 Phl (*)				
				477±120	6 RT (*)	Emplazamiento de magmas ultramáficos en relación con una pluma mantélica			

UNIDAD CULMINANTE (MP)		SERIE DE ORDENES		ORTOGNEISES		META-GABRO		
		SITUACION GEOLOGICA	METO-DO	EDAD (Ma)	NOTAS SOBRE EL METODO	INTERPRETACION DE LOS AUTORES	OBSERVACIONES	
		Anfibolita incluida en la Serie de Ordenes	Ar-Ar	(14)	~375	Probablemente representa la edad del despegue de Corredoiras		
		Filita (zona de la Chl, Serie de Ordenes)			333±0.3	RT		Rejuvenecimiento debido a la intrusión de granitos o por pegamiento D3
		Filita (zona de la Bt, Serie de Ordenes)			295±0.2			Emplazamiento de granitoides post-cinemáticos
		Ortogneis de Lagoa (Complejo de Morais)	U-Pb	(8)	496+3/-2	5 Zrn. Herencias a 2242 o 1941	Edad del protolito	La edad más antigua debe estar más próxima a la cristalización de los cuerpos ígneos, puesto que coincide con otros datos similares (8)
		Milonitas en Ortogneis de Lagoa (Morais)	Ar-Ar	(7)	373±0.5	Ms	Accidentes en facies de los esquistos verdes	
		Facies milonítica	U-Pb	(3)	482±12	8 Zrn. Herencia a ~2550	Edad de los protolitos. Componentes heredados de los materiales corticales que originaron los granitos	
					459±11	4 Zrn. Herencia a ~2270		
					Rb-Sr	450±25		
		Rb-Sr	(2)	409±24	6 RT	Edad del protolito	No parece representativa, dada la presencia de edades U-Pb más precisas en torno a 495 Ma	
		Anfibolita milonítica del despegue de Corredoiras	Ar-Ar	(14)	376±2	Hbl	Edad del despegue de Corredoiras	

Figura 6.1. Recopilación de las edades isotópicas publicadas en las unidades superiores de los Complejos Alóctonos del NW del Macizo Ibérico con anterioridad al presente trabajo. En la columna 3 el número entre paréntesis indica la referencia de la lista que se detalla a continuación. Las abreviaturas de la columna 5 ("notas sobre el método") son: RT= roca total; R=intersección superior de una línea de regresión con el diagrama de concordia; las demás son abreviaturas de los minerales (según Kretz, 1983) utilizados para los análisis que, cuando están precedidas de un número indica la cantidad de fracciones o análisis utilizados por los autores.

REFERENCIAS:

- (1) Vogel y Abdel-Monem, 1971
- (2) Van Calsteren *et al.*, 1979
- (3) Kuijper, 1979
- (4) Marcos, 1982
- (5) Bernard-Griffiths *et al.*, 1985
- (6) Peucat *et al.*, 1990
- (7) Dallmeyer *et al.*, 1991
- (8) Dallmeyer y Tucker, 1993
- (9) Schäfer *et al.*, 1993
- (10) Santos Zalduogui *et al.*, 1996
- (11) Ordóñez Casado *et al.*, 1996
- (12) Valverde Vaquero y Fernández, 1996
- (13) Santos *et al.*, en prep.
- (14) Dallmeyer *et al.*, 1997

Las eclogitas y los magmas graníticos emplazados entre 465 y 410 Ma también estarían relacionados con distintos momentos de la evolución de este evento termal, que abarcaría un periodo temporal comprendido entre 500 y 350 Ma. Kuijper (1979) analiza un paragneis de la unidad de Sobrado y proporciona una edad U-Pb de 472 ± 12 Ma, correspondiente a la intersección inferior con la curva de concordia de tres fracciones discordantes de circón y una fracción subconcordante de monacita. Esta edad es interpretada como indicativa del comienzo de una fase de metamorfismo granulítico. El metamorfismo en facies de las eclogitas, por el contrario, es considerado anterior al granulítico y de edad precámbrica, basándose en criterios esencialmente petrográficos. Estos autores de la escuela holandesa de Leiden defendieron un modelo de evolución geológica para el NW del

Macizo Ibérico totalmente intracratónico, y basado en un sólo ciclo dinamotérmico de duración muy prolongada. Posteriormente, Marcos (1982) reinterpretó los datos de los autores anteriores y sugirió también una edad Ordovícico Inferior para el metamorfismo catazonal, rechazando la existencia de episodios precámbricos.

Bernard-Griffiths *et al.* (1985) y, principalmente, Peucat *et al.* (1990) aportan numerosas edades de eclogitas, granulitas, gneises y rocas ultramáficas del Complejo de Cabo Ortegal, así como de la unidad de Sobrado en el Complejo de Ordenes. Los segundos autores obtienen edades U-Pb comprendidas entre 480 y 489 Ma en eclogitas y granulitas, que corresponden a la intersección superior de líneas de regresión con la curva de concordia, siendo la intersección inferior próxima a 0. A

pesar de la existencia de núcleos y recrecimientos en los circones (ver fotos en Peucat *et al.*, 1990), el sistema U-Pb resulta sencillo y los datos son interpretados como edades correspondientes al metamorfismo de AP-AT. Peucat *et al.* (1990) consideran que los protolitos de las granulitas tienen una edad sólo ligeramente más antigua que el metamorfismo (hecho compatible con un origen en un arco volcánico), mientras que la edad del protolito de las eclogitas permanece desconocida. Además, obtienen dos nuevas edades U-Pb en circones de los metasedimentos situados por encima de las metabasitas en la unidad de AP-AT del Complejo de Cabo Ortegal: $417 \pm 3/-2$ Ma (gneises bandeados) y 422 ± 4 Ma (gneises de Chimparra). Estas edades son consideradas evidencias de un segundo episodio metamórfico de alto grado, que no habría afectado a las metabasitas. Todo ello sugeriría una evolución tectonotermal diferenciada para las metabasitas y los metasedimentos, que por lo tanto no tendrían un origen estrechamente relacionado.

Así pues, a la vista de los datos proporcionados por los trabajos geocronológicos anteriores, y de acuerdo con las interpretaciones más recientes, parecía establecida con cierta fiabilidad la edad del metamorfismo de AP-AT en las metabasitas y en los metasedimentos. Sin embargo, Schäfer *et al.* (1993), aplicando nuevos métodos U-Pb (SHRIMP) en circones zonados de eclogitas y granulitas de Cabo Ortegal, distinguen sectores de características ígneas y recrecimientos metamórficos, y datan independientemente ambas zonas. Los resultados parecen indicar una edad Cámbrico Superior - Ordovícico Inferior para los protolitos (512 ± 11 Ma para las eclogitas y 476 ± 3 Ma para las granulitas), y una edad Devónico Inferior (390 Ma) para un acontecimiento metamórfico, identificado como el metamorfismo de AP-AT. Por otra parte, Schäfer *et al.* (1993) sugieren la

existencia de un único ciclo subductivo, que generaría tanto las eclogitas como las granulitas. En consecuencia, los datos previos de Peucat *et al.* (1990) fueron reinterpretados, considerando que en realidad correspondían a edades de los protolitos ígneos, en lugar de representar un acontecimiento metamórfico, o, en el caso de los metasedimentos, a mezclas entre diferentes poblaciones de circones (o diferentes dominios en el interior de los circones) con distinta edad.

c) Episodio Devónico Inferior-Medio (410-380 Ma): en las unidades de AP-AT existen numerosas edades en este rango. En las rocas ultramáficas probablemente están relacionadas con un episodio de fusión parcial, puesto que es la edad de los niveles de piroxenitas con granate incluidos en ellas (Peucat *et al.*, 1990; Schäfer *et al.*, 1993; Santos Zalduegui *et al.*, 1996; Ordoñez Casado *et al.*, 1996). Las edades comprendidas entre 386 y 398 Ma (Van Calsteren *et al.*, 1979) obtenidas en anfíboles y biotitas procedentes de lherzolitas indican que probablemente se produjo una anfibolitización de las rocas ultramáficas a una edad similar a la fusión parcial que originó las piroxenitas. En las eclogitas y granulitas este episodio se ha relacionado con el desarrollo de una foliación anfibolítica retrógrada producida durante el emplazamiento de los complejos (Peucat *et al.*, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1991), y la mayor parte de las edades obtenidas en anfibolitas derivadas de granulitas y eclogitas se sitúan en el rango de 390-380 Ma (Van Calsteren *et al.*, 1979; Peucat *et al.*, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1991; Santos Zalduegui *et al.*, 1996; Dallmeyer *et al.*, 1997).

Después del trabajo de Schäfer *et al.* (1993), dataciones cada vez más precisas, tanto mediante U-Pb convencional como mediante U-Pb - SHRIMP, son interpretadas en relación con la existencia de un único episodio de AP-AT de edad Devónico Inferior, y por tanto compatibles

con la existencia de un único ciclo orogénico (Santos Zalduegui, 1995; Ordoñez Casado *et al.*, 1996).

Sin embargo, los nuevos datos de geocronología U-Pb de la unidad culminante de MP que serán presentados en este capítulo apuntan hacia una evolución tectonotermal diferente, que incluye un episodio orogénico de edad Ordovícico Inferior, al menos para las unidades de MP. En consecuencia, la historia tectonotermal de estos conjuntos resulta con toda probabilidad policíclica. Otro conjunto de datos recientes también apoya la posibilidad de que el metamorfismo de AP de las unidades de AP-AT tenga también una edad Ordovícica. Se trata de nuevas edades Sm-Nd obtenidas por Santos *et al.* (en prep.) en los complejos portugueses. Estos autores analizan una eclogita del Complejo de Bragança y una granulita del Complejo de Morais (pertenecientes a las unidades de AP-AT). Para la muestra de granulita obtienen una isócrona a partir de roca total, granate, clinopiroxeno y anfíbol, que proporciona una edad de 485 ± 17 Ma, que es interpretada como la edad del metamorfismo de AP-AT. En la muestra de eclogita obtienen valores menos precisos, que proporcionan dos posibles isócronas con edades de 440 ± 54 y 508 Ma, compatibles con las anteriores.

d) Episodio Devónico Superior – Carbonífero Inferior (375-350 Ma): Los datos isotópicos indican que en este rango de edades se produce un enfriamiento en las unidades superiores, relacionado con el tránsito hacia condiciones de la facies de los esquistos verdes y con la actuación de accidentes tectónicos sustractivos. El enfriamiento se deduce sobre todo a partir de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en metasedimentos, ortogneises miloníticos y anfibolitas de las unidades superiores de los complejos de Cabo Ortegal, Ordenes y Morais. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

varían entre 371 y 376 Ma (Peucat *et al.*, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1991; Dallmeyer *et al.*, 1997). Además, edades Rb-Sr que combinan roca total y biotita indican un enfriamiento por debajo de unos 320 °C (cierre del sistema Rb-Sr en biotitas, Harrison *et al.*, 1985) hacia los 350 Ma (Peucat *et al.*, 1990).

Con el fin de mejorar el conocimiento de la evolución tectonotermal de la unidad culminante y de aportar nuevos datos geocronológicos, especialmente en lo que respecta a la edad de las fábricas metamórficas de media y alta-T, se planificó un estudio geocronológico de las litologías más relevantes de esta unidad. Quizás el método más apropiado para datar rocas ígneas de cierta antigüedad y fábricas tectónicas de alta-T es el método U-Pb, puesto que permite obtener edades con un alto nivel de precisión y fiabilidad, y presenta la ventaja adicional respecto a otros métodos de que el comportamiento del sistema U-Pb de cada muestra puede ofrecer indicaciones acerca de la validez de los resultados y de las posibles perturbaciones producidas en el sistema isotópico durante la historia geológica de la muestra. Por ello, ha sido el método utilizado en esta investigación, cuyos objetivos fundamentales pueden resumirse en dos puntos:

(1) Datación del magmatismo de la unidad culminante del Complejo de Ordenes y confirmación de la contemporaneidad de las intrusiones ácidas y básicas, como sugieren los datos de campo (ver Capítulo 3).

(2) Datación del metamorfismo en facies de las anfibolitas y de las granulitas de los metasedimentos de la Serie de Ordenes, e investigación de las posibles diferencias temporales entre fábricas metamórficas.

Para tratar de alcanzar estos objetivos se seleccionaron las 5 muestras que se consideraron

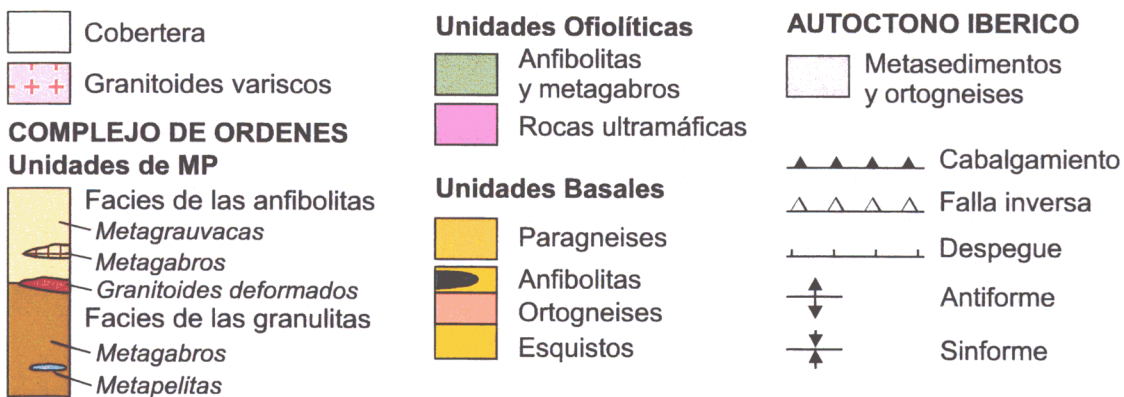
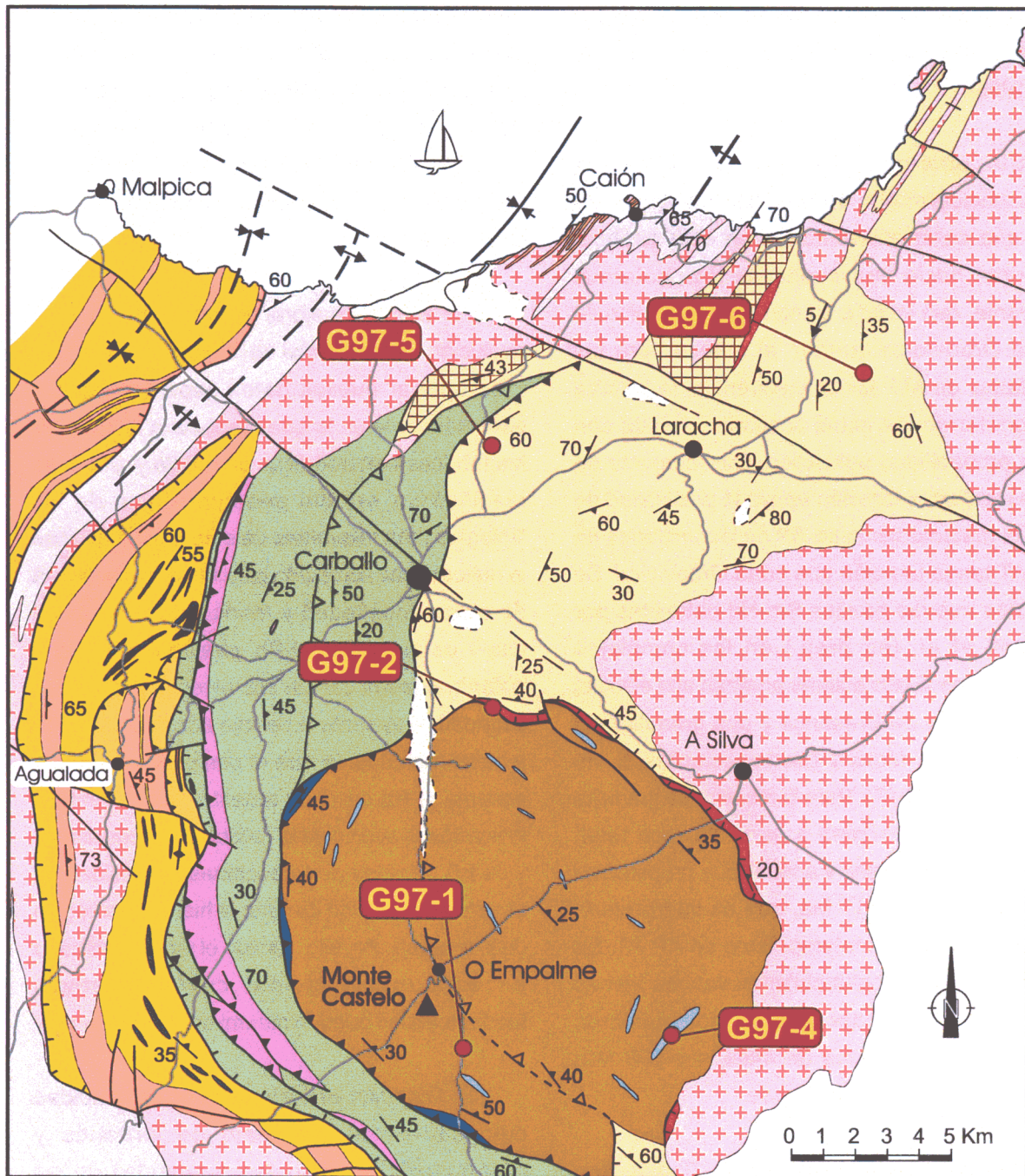


Figura 6.2. Mapa geológico del sector NW del Complejo de Ordenes, en el que se han situado las localidades donde se han tomado las muestras utilizadas para geocronología U-Pb.

más apropiadas para su estudio geocronológico: una muestra de gabros del macizo de Monte Castelo (GMC), una muestra de los granitoides situados en la zona de contacto entre el gabro y la Serie de Ordenes, una muestra de las granulitas metapelíticas que aparecen como enclaves en el GMC y, por último, dos muestras de los paragneises de la lámina superior de la Serie de Ordenes.

6.2. Descripción de las muestras y resultados geocronológicos

En la Fig. 6.2 se presenta un mapa esquemático en el que está indicada la situación de las muestras. Todos los pasos del método U-

Pb se llevaron a cabo en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Memorial University of Newfoundland (Canadá), bajo la supervisión del Dr. Gregory R. Dunning, director del Laboratorio de Geocronología. La descripción de las técnicas analíticas empleadas y de los errores e incertidumbres considerados se detallan en el apéndice. Los resultados U-Pb se presentan en la tabla 6.1 (al final del capítulo).

- **G97-1 (Gabro de Monte Castelo):** Se seleccionó una muestra de la parte SW del macizo de Monte Castelo, obtenida en una pequeña cantera situada en la carretera que une las localidades de Carballo y Val do Dubra (Fig. 6.2). En el afloramiento puede observarse que

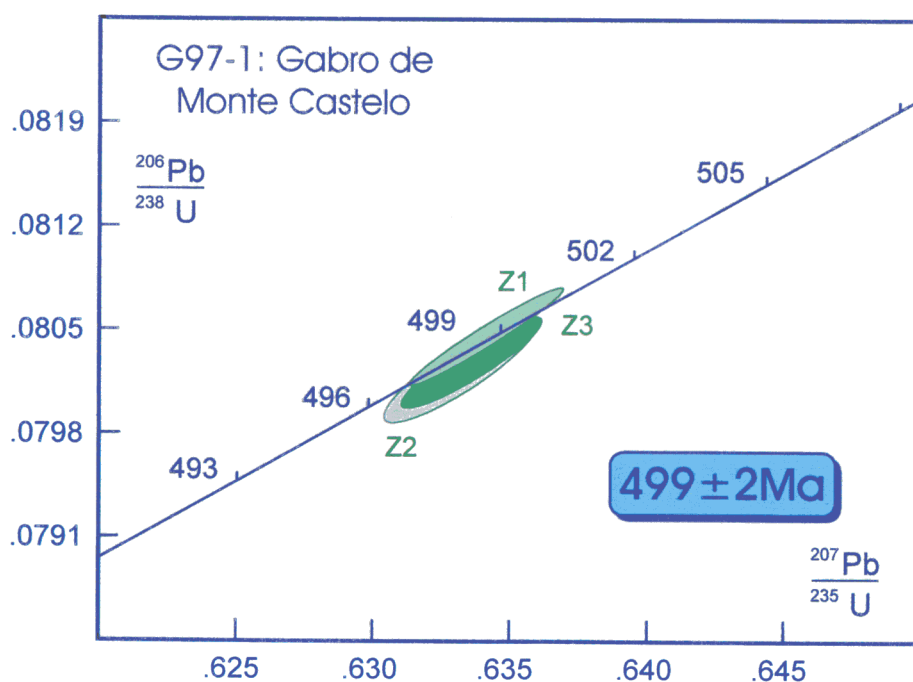


Figura 6.3. Diagrama de concordia para los circones del gabro de Monte Castelo.

es una roca indeformada, masiva, de color gris oscuro, con textura ígnea apreciable a simple vista y aspecto fresco (lámina 6.1 a). Puede apreciarse la presencia de zonas con textura pegmatóide, que ocasionalmente contienen pequeñas cantidades de cuarzo. Se tomaron unos 6-7 Kg de muestra, entre los que se incluyó

una parte de las zonas pegmatoides, en un intento de asegurar la presencia de cantidades suficientes de circón. Los dominios no pegmatoides tienen un tamaño de grano variable entre fino y medio (lámina 6.1 b), con una textura intergranular, aunque muestra ocasionalmente zonas ofíticas (lámina 6.1 c). Contiene como

LAMINA 6.1

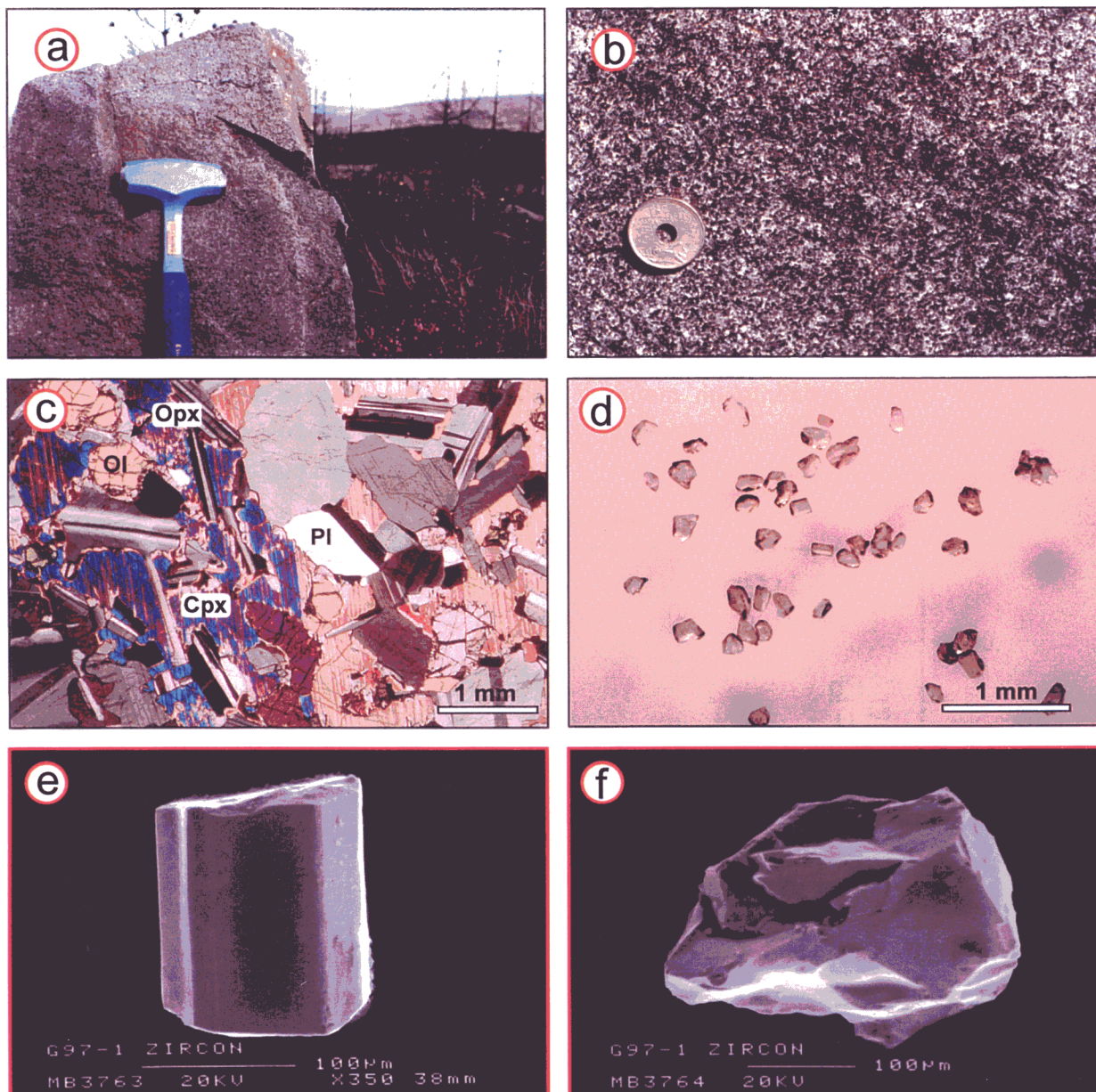


Lámina 6.1. Gabro de Monte Castelo (muestra G97-1): a) Fotografía de un afloramiento de gabros indeformados; b) detalle de la textura de los gabros en el mismo afloramiento; c) microfotografía de la muestra de gabo analizada mediante U-Pb; d) una de las fracciones de circones analizadas, en la que se aprecia la tendencia de los cristales a aparecer fragmentados; e) imagen SEM de un fragmento prismático de circón; f) imagen SEM en la que se observa la forma típica en que aparecen estos circones (cristales fragmentados).

minerales principales plagioclasa (~ 60 %), clinopiroxeno (~ 15 %), ortopiroxeno (~ 10 %), olivino (~ 5 %) y hornblenda (~ 3 %), además de cantidades menores de ilmenita y esfena. La plagioclasa se presenta en cristales con morfología variable entre tabular y prismática, subidiomorfos y desorientados. Los olivinos son generalmente redondeados, y en ocasiones muestran coronas de ortopiroxeno y hornblenda. Los piroxenos crecen de forma intersticial, lo que denota su cristalización algo más tardía, y engloban a las plagioclasas y a los olivinos cuando la textura es ofítica. En ocasiones presentan inclusiones de ilmenita orientadas según la exfoliación, y menos frecuentemente lamelas de exolución. Los dominios pegmatoides contienen plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, ilmenita y ocasionalmente cuarzo.

Durante la separación de los minerales pesados, la fracción menos magnética (0° en el separador Frantz; ver apéndice) proporcionó bastantes circones de buena calidad, incoloros, limpios y prácticamente sin inclusiones (lámina 6.1 d-f). Debido a su tamaño relativamente grande y/o a un crecimiento de tipo esquelético, únicamente se obtuvieron cristales fragmentados. No obstante, en algunos fragmentos todavía es posible reconocer un hábito prismático e idiomorfo (lámina 6.1 d, e), y a partir de ellos puede deducirse una cierta homogeneidad en la morfología y tamaño de los cristales (con una media en torno a 0.6 mm), que sugiere la existencia de una única población ígnea de circones. Se separaron manualmente, con la ayuda de un microscopio binocular, tres grupos con los circones de mejor calidad y se desbastaron en una corriente de aire comprimido durante veinticuatro horas, para eliminar los bordes de los cristales y limitar así al máximo la posible pérdida de Pb radiogénico (Krogh, 1973). Como puede observarse en la Fig. 6.3, el análisis

de estas tres fracciones de circon da resultados concordantes y solapados entre sí, que permiten obtener una edad de 499 ± 2 Ma (error 2σ), que es interpretada como la edad de la cristalización ígnea.

• **G97-2 (Granitoide situado en el contacto N del GMC):** Esta muestra pertenece a uno de los afloramientos de cuerpos de granitoides que aparecen en el contacto entre el gabro de Monte Castelo y la Serie de Ordenes (Fig. 6.2). Estos cuerpos graníticos forman bandas estiradas en la dirección de la foliación, y su origen está en relación con una fusión parcial de la lámina superior de la Serie de Ordenes, que puede ser consecuencia de la actuación de una zona de cizalla extensional (ver el capítulo 3). El cuerpo del que se tomó la muestra tiene el aspecto de una masa granítica heterogénea (lámina 6.2 a, b) y una potencia que supera los 100 m. Presenta numerosos enclaves que pueden identificarse como los gneises de la lámina superior de la Serie de Ordenes, y muestra una foliación variablemente desarrollada, inclinada entre 20 y 50° al NE, entre la que se preservan dominios algo más homogéneos. Se seleccionaron para su análisis zonas libres de enclaves, con la menor deformación posible y ricas en biotita, y se tomaron entre 7 y 8 Kg de muestra (de las litologías restantes se tomaron entre 6 y 8 Kg).

En lámina delgada puede apreciarse que es una roca con textura porfidoclástica, con un tamaño de grano variable entre fino y grueso, en la que los porfidoclastos son mayoritariamente de biotita y plagioclasa, y más escasos de granate. La deformación ha producido la compartimentación de la muestra en dos dominios que definen un bandeo discontinuo: dominios porfidolepidoblásticos, constituidos principalmente por plagioclasa y biotita, por un lado, y dominios acintados formados por mosaicos de cuarzo de grano fino con contactos irregulares o suturados,

LAMINA 6.2

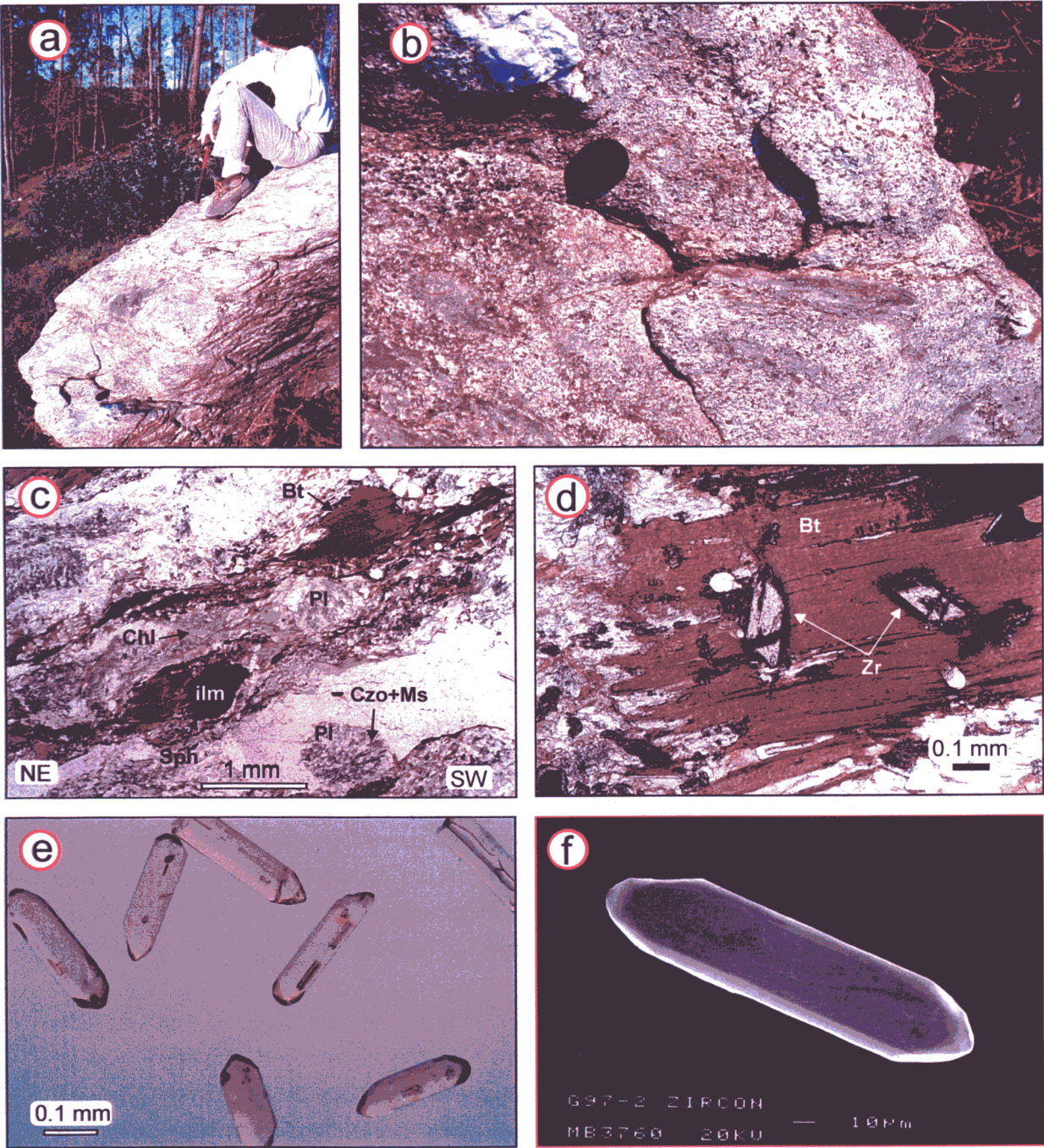


Lámina 6.2. Granitoide asociado al contacto entre las láminas superior e inferior de la Serie de Ordenes (muestra G97-2). a), b) Aspecto de los granitoides en el afloramiento donde se tomaron las muestras para geocronología, en los que puede apreciarse la fábrica planar que presentan y los enclaves metasedimentarios; c) microfotografía donde se muestra la textura más típica de estas rocas, con grandes cristales de biotita y plagioclasa; d) ejemplos de circones incluidos en biotitas; e) microfotografía de los circones en la que se han incluido los tipos sin inclusiones y algunos con inclusiones fluidas (p.e. esquina superior derecha); f) imagen SEM mostrando uno de los circones analizados, en el que puede observarse su hábito prismático e idiomorfo.

por otro lado (lámina 6.2 c). Los cristales de biotita tienen con frecuencia forma de “peces de mica”, lo que indica una deformación con un componente de cizalla relativamente importante. También se encuentra ésta en lepidoblastos de menor tamaño que subrayan la foliación, y muchas veces transformándose en clorita. Las plagioclasas son subidiomorfos y aparecen moteadas por numerosas inclusiones de moscovita y clinozoisita. Los granates tienen un diámetro que puede superar el cm, y generalmente están muy fracturados y alterados a clorita. También aparece, generalmente incluida en biotita, abundante ilmenita que muestra un

frecuente desarrollo de coronas de esfena; este último mineral también puede llegar a constituir cristales individualizados. Pueden identificarse fácilmente circones idiomorfos de tamaño relativamente grande, tanto en la matriz como incluidos en biotita y plagioclasa (lámina 6.2 d). Como accesorios, además del circón, ilmenita y esfena pueden aparecer apatito, alanita y monacita.

Los circones separados de esta litología son relativamente grandes (0.1-0.5 mm), tienen forma de prismas alargados y euhedrales con un aspecto típicamente ígneo (lámina 6.2 e, f). Son

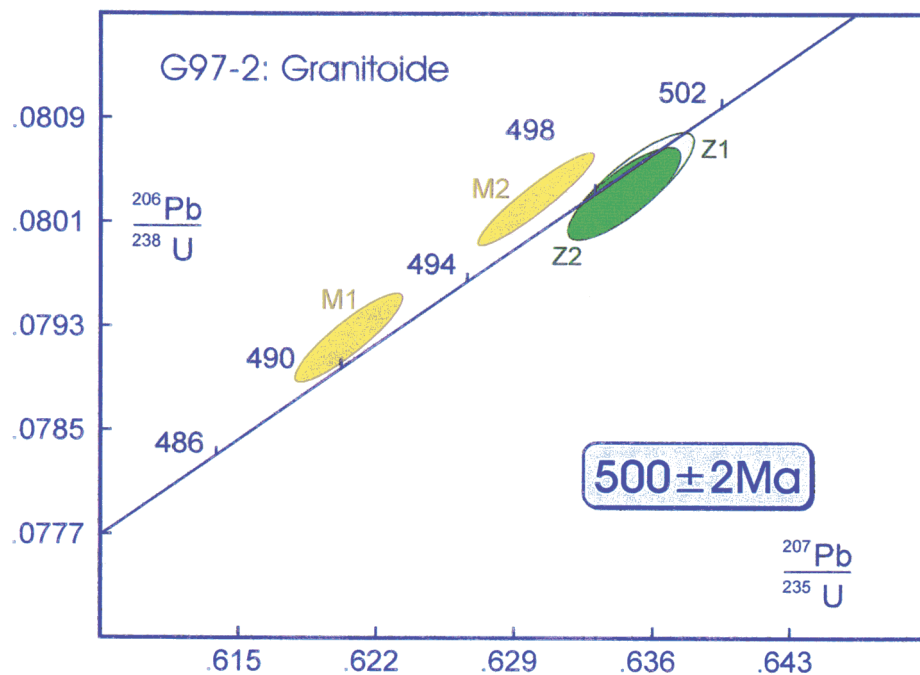


Figura 6.4. Diagrama de concordia para los circones y monacitas del granitoide situado en el contacto entre el gabro de Monte Castelo y la Serie de Ordenes.

claros, con pocas inclusiones y nada metamícticos, lo que sugiere contenidos moderados de U. Se han diferenciado dos tipos de circones, que se analizaron separadamente: unos pequeños y sin inclusiones, y otros de mayor tamaño, que en ocasiones muestran inclusiones fluidas que suelen recorrer todo el núcleo de los prismas. La existencia de este tipo de inclusiones suele asegurar la ausencia de

núcleos de circón heredados (G. Dunning, comunicación personal, 1998), por lo que en principio son muy apropiados para datar este tipo de rocas, puesto que la existencia de herencias es uno de los principales problemas para estimar la edad de cristalización de un cuerpo granítico. Los análisis de ambos grupos de circones (Z1: circones pequeños; Z2: circones grandes y con inclusiones fluidas) se proyectan

muy cerca de la curva de concordia (0.9-1% de discordancia), proporcionando una edad de 500 ± 2 Ma (Fig. 6.4) para la cristalización del cuerpo granítico.

El granitoide también contiene monacitas, que muestran una morfología subesférica, son de color amarillo pálido y de aspecto turbio. Estos minerales se asemejan más a monacitas metamórficas que a monacitas ígneas, puesto que estas últimas suelen tener una forma aplastada y euhedral, frente a la forma redondeada de las metamórficas (Parrish, 1990). Algunas monacitas de ésta y de las muestras siguientes tienen una pátina superficial de color anaranjado, probablemente de apatito (Lanzirotti y Hanson, 1996), que fue eliminada completamente mediante abrasión con aire comprimido y/o limpieza con HNO_3 .

Las dos fracciones analizadas se proyectan ligeramente por encima de la curva de concordia (Fig. 6.4), definiendo una discordancia inversa. La fracción M2, formada por los granos más gruesos de monacita (~ 0.15 mm) muestra unas edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 498 y 496 Ma, respectivamente, lo que corrobora los datos obtenidos en los circones, mientras que la fracción M1 da edades algo más jóvenes ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 491$ Ma; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 490$ Ma).

La diferencia de edad entre las monacitas puede ser atribuida a dos factores: (1) el menor tamaño de grano de los minerales de la fracción M1 podría favorecer una menor temperatura de cierre del sistema U-Pb; (2) pérdida de Pb de forma posterior a la cristalización. La proyección de los análisis por encima de la concordia es un hecho relativamente frecuente en las monacitas, y ha sido explicado como consecuencia de un exceso de ^{206}Pb originado por la gran capacidad

de este mineral para incorporar Th en su red cristalina (Schärer, 1984). Durante su cristalización, la monacita podría incorporar cantidades significativas de ^{230}Th , un isótopo radiogénico que pertenece a la cadena de desintegración del ^{238}U , con una vida media de 75200 años, y que se desintegra finalmente a ^{206}Pb .

Por lo tanto, si el sistema permanece cerrado dentro de la red del mineral, la desintegración de ^{230}Th a ^{206}Pb produce una relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que se proyecta por encima de la concordia. Sin embargo, la relación $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ no se ve afectada por el exceso de ^{206}Pb , por lo que en los casos de discordancia inversa la edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ se considera la mejor estimación de la edad de cristalización de la monacita. No obstante, en las muestras tratadas en este estudio, considerar la media de las tres edades aparentes no hace variar significativamente los resultados. La pérdida de Pb no es muy común en las monacitas, al contrario que en los circones, aunque la posición de las fracciones M1 y M2 en el diagrama de concordia sugiere la existencia de una pérdida de Pb moderada. Esta pérdida de Pb puede producirse por dos mecanismos diferentes. Por un lado, puede ser consecuencia de una pérdida lenta y continua por difusión de Pb durante un enfriamiento lo suficientemente lento como para mantener la temperatura cerca del límite T_c (temperatura de bloqueo del sistema isotópico) durante un intervalo prolongado.

Otra posibilidad es que se haya producido una pérdida puntual de Pb durante un acontecimiento térmico, cercano al momento de la cristalización ígnea, como podría ser un metamorfismo progrado. Ambos casos podrían llevar a una difusión incompleta de Pb en las monacitas, como la reflejada en la Fig. 6.4.

LAMINA 6.3

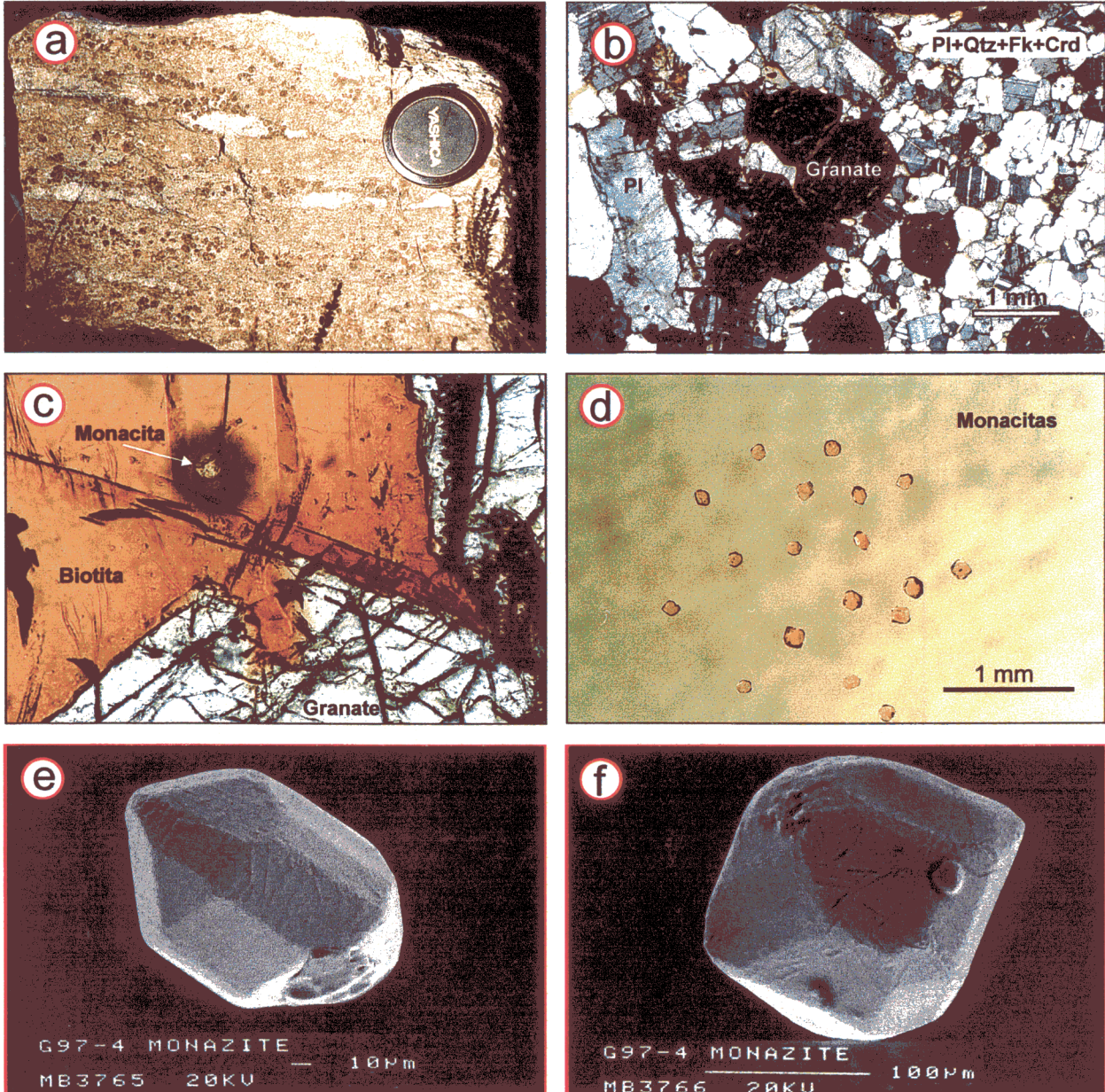


Lámina 6.3. Granulita metapelítica (muestra G97-4): a) Aspecto de las granulitas en el campo, donde se observa una foliación de alta-T que incluye la presencia de leucosomas estirados y boudinados; b) aspecto microscópico; c) monacita incluida en biotita; d) fracción de monacitas utilizadas para su análisis U-Pb; e), f) imágenes SEM de dos cristales de monacita, en las que puede observarse su hábito idiomorfo.

• **G97-4 (Granulita metapelítica):** Esta muestra de granulitas se recolectó en uno de los enclaves de escala cartográfica situados en la parte SE del GMC. El afloramiento es una cresta rocosa alargada en dirección N60E, que forma un relieve suave controlado por la foliación. Ésta es una foliación de alta-T (lámina 6.3 a) definida por la orientación dimensional de minerales (plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, cordierita, ortopiroxeno) y la alternancia de bandas claras, incluyendo cuerpos leucosomáticos estirados, y bandas algo más máficas. A la foliación de alta-

T se superpone otra fábrica más débil de baja-T y que forma un ángulo alto con ella. Los granates son muy abundantes y llegan a alcanzar tamaño centimétrico.

La muestra seleccionada para su análisis tiene un tamaño de grano fino a medio, aunque más próximo a los tamaños medios, y muestra una textura granolepidoblástica poco desarrollada. La matriz es muy rica en cordierita, en cuyo interior se encuentran numerosas inclusiones aciculares de sillimanita. También abundan los

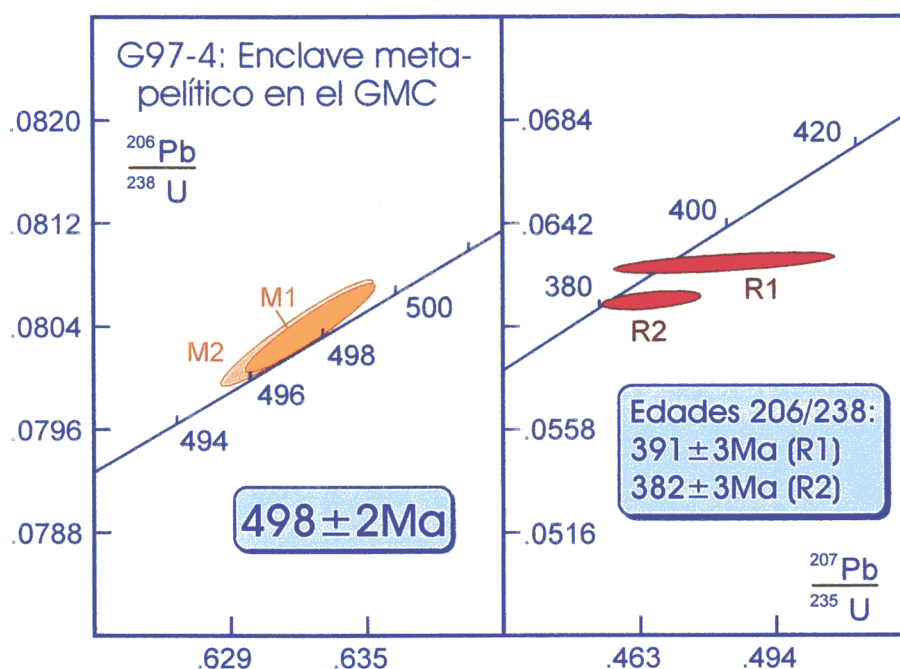


Figura 6.5. Diagrama de concordia para las monacitas y los rutilos de uno de los enclaves metapelíticos en facies de las granulitas que se encuentra incluido en el gabro de Monte Castelo.

mosaicos granoblásticos, formados mayoritariamente por plagioclasa, y en menor medida por ortosa, cuarzo y cordierita. Muestran un gran desarrollo los porfidoblastos de granate (lámina 6.3 b). Son subidiomorfos, y con frecuencia se observan dos zonas claramente diferenciadas: una zona interna que constituye la mayor parte de la superficie del cristal y contiene inclusiones de ilmenita, y una zona externa en la que las inclusiones son mayoritariamente de rutilo (véase capítulo 3). En

las láminas delgadas también se han identificado pseudomorfos de ortopiroxeno transformados en agregados micáceos de grano fino. En zonas limitadas puede observarse una retrogradación incipiente, con la aparición de moscovita sustituyendo a la sillimanita y clorita sustituyendo a la biotita.

En los porfidoblastos de biotita que se encuentran en la foliación pueden apreciarse numerosas inclusiones de monacita de tamaño

relativamente grande (lámina 6.3 c). Una vez separadas, puede observarse que las monacitas son euhedrales, con forma de prismas cortos y aplastados, de color amarillo claro, muy transparentes y con pocas inclusiones (lámina 6.3 d-f); forman una población homogénea con un tamaño medio en torno a 0.15 mm. Dos fracciones ligeramente discordantes ($\sim 0.9\%$) muestran unas edades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 498 ± 2 y 497 ± 2 Ma. (Fig. 6.5), con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ligeramente más jóvenes (494 y 493 Ma respectivamente).

También se separaron rutilos de esta muestra, con el objetivo inicial de conocer la velocidad de enfriamiento de las granulitas. Son rutilos de color marrón rojizo, con un tamaño que puede superar los 0.15 mm y generalmente alotriomorfos. Los análisis de dos fracciones de rutilo dan resultados menos precisos que los anteriores, debido fundamentalmente a que sus bajos contenidos en U y Pb radiogénico (5 ppm U; 0.4 ppm Pb radiogénico) hacen aumentar la incertidumbre en la medición de las relaciones isotópicas, y también a la necesidad de una corrección

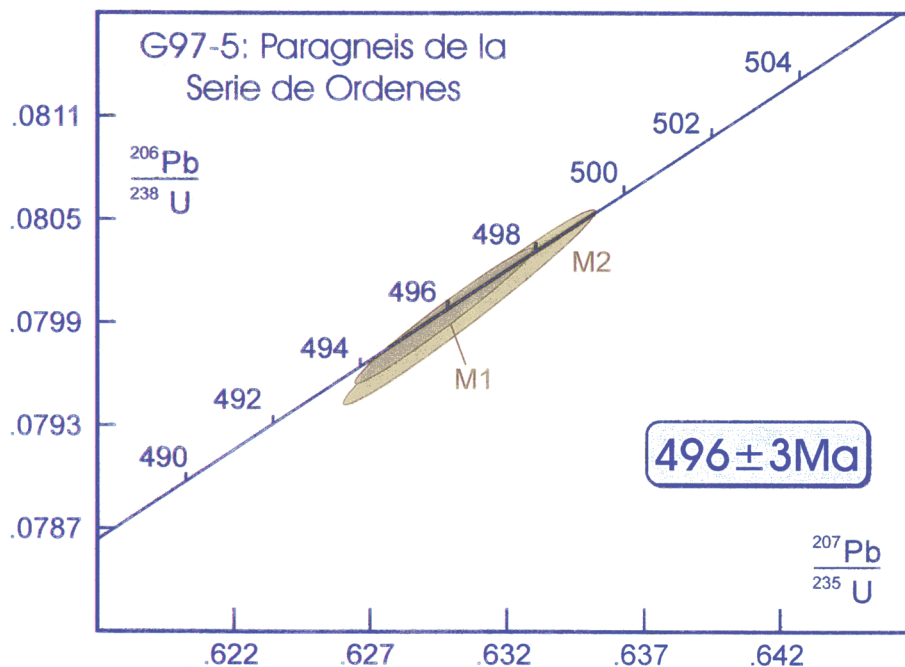


Figura 6.6. Diagrama de concordia para las monacitas de un metasedimento de la lámina superior de la Serie de Ordenes.

significativa de Pb común, debido a que el rutilo puede incorporar fácilmente este elemento en su red. A pesar de ello, la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ofrece resultados bastante precisos y es la menos afectada por la corrección de Pb común, por lo que probablemente las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ representan la mejor estimación del cierre del sistema U-Pb en estos rutilos. Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 391 ± 3 y 382 ± 3 Ma (Fig. 6.5) resultan unos 100 Ma más jóvenes que la edad obtenida en las monacitas de la misma muestra.

• **G97-5 (Paragneis de la Serie de Ordenes perteneciente a la 1ª zona de la sillimanita):** Se trata de un paragneis de la parte más profunda que aflora de la lámina superior de la Serie de Ordenes (Fig. 6.2). En el afloramiento presenta el aspecto de un gneis con un bandeo bastante marcado y con evidencias de fusión parcial incipiente, principalmente venas leucosomáticas de plagioclasa y cuarzo alargadas en la dirección de la foliación (lámina 6.4 a). En lámina delgada muestra una textura granolepidoblástica, con un

LAMINA 6.4

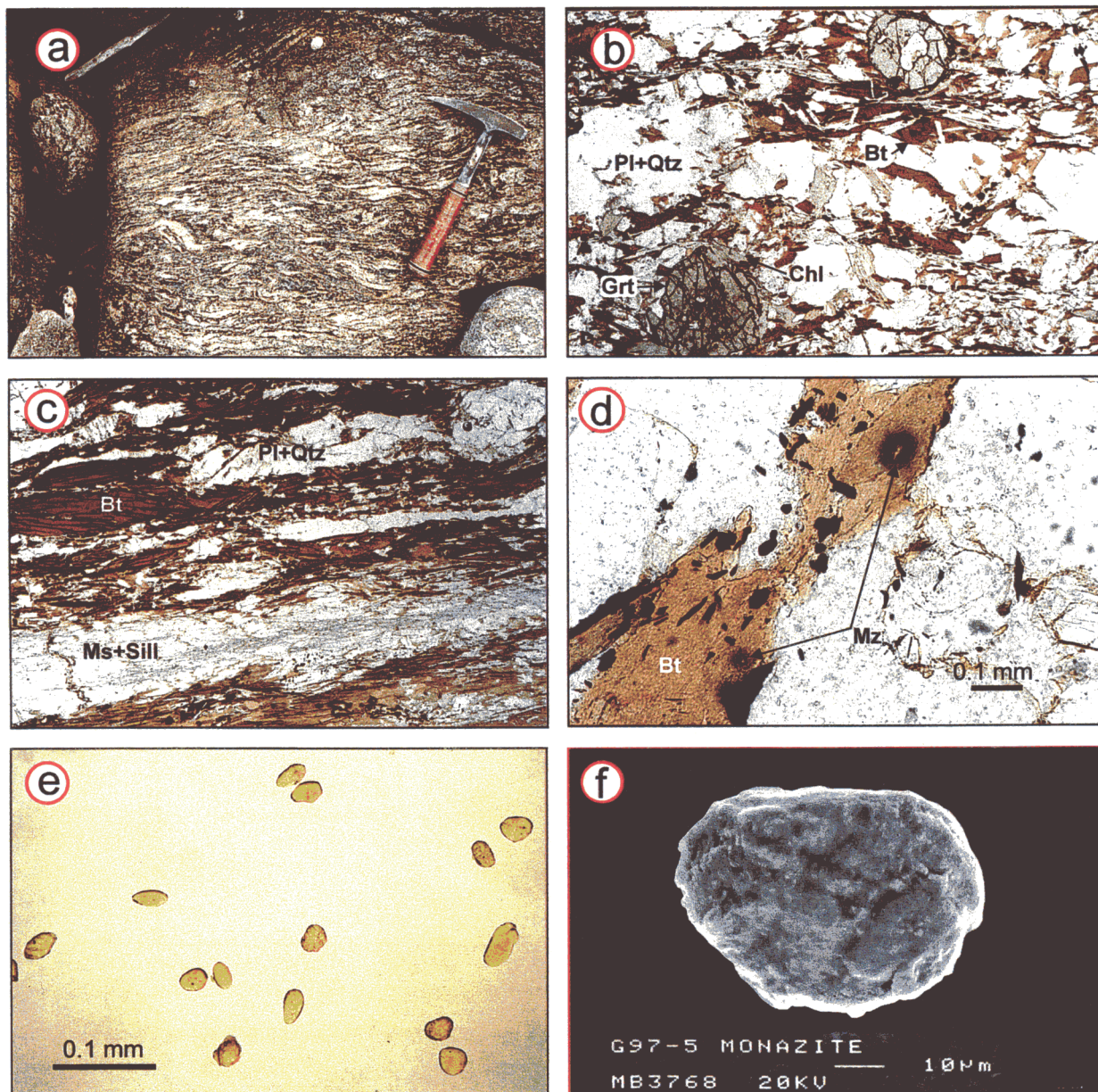


Lámina 6.4. Paragneis de la Serie de Ordenes (muestra G97-5): a) fotografía de los paragneises pertenecientes a la primera zona de la sillimanita, en la que se observa el bandeo característico y evidencias de fusión parcial incipiente (leucosomas); b), c) microfotografías mostrando la textura característica de estas rocas; d) monacitas incluidas en lepidoblastos de biotita; e) fotografía de la fracción de monacitas analizadas mediante U-Pb, en la que puede verse su forma lenticular.; f) imagen SEM de una de estas monacitas.

tamaño de grano variable entre medio y fino (lámina 6.4 b y c). Los porfidoblastos son mayoritariamente de plagioclasa, siguiéndole en abundancia el granate y la biotita. Los granates pueden alcanzar hasta 0.5 cm de diámetro, y se encuentran frecuentemente alterados a un agregado de clorita y biotita. El bandeoado está definido por una alternancia de niveles ricos en biotita y granate frente a otros más ricos en plagioclasa y cuarzo. Los dos últimos minerales constituyen aproximadamente un 60% de la lámina, indicando una composición inicial grauváquica. La sillimanita es muy escasa, y únicamente aparece como pequeñas fibras en el interior de moscovita. Existen bandas de lepidoblastos de moscovita paralelas a la foliación que corresponden muy probablemente a pseudomorfos de sillimanita, por lo que ésta pudo haber sido un mineral relativamente abundante. Como accesorios existen ilmenita, sillimanita, apatito, circón y monacita.

Las monacitas aparecen siempre incluidas en los lepidoblastos de biotita (lámina 6.4 d). Son muy pequeñas (0.02-0.05 mm), con morfología

lenticular, amarillas y de aspecto ligeramente turbio (lámina 6.4 e, f). Su aspecto redondeado y superficie lisa es típico de monacitas originadas durante un metamorfismo de grado medio-alto (Parrish, 1990, Fig. 2), en contraste con las monacitas ígneas, que suelen ser idiomorfas, con forma variable entre aplastada y prismática, y con las monacitas detríticas, que muestran generalmente una superficie externa rugosa y "picada". Las dos fracciones analizadas proporcionan una edad concordante y duplicada a 496 ± 3 Ma (Fig. 6.6).

• **G97-6 (Paragneis de la Serie de Ordenes perteneciente a la 1ª zona de la sillimanita):**

La segunda muestra de estos paragneises se tomó en un nivel más alto, en un afloramiento situado en un talud de la autopista Coruña-Carballo (Fig. 6.2). El aspecto en campo es el de un gneis de color gris claro en el que destacan numerosos diferenciados cuarzo-plagioclásicos (lámina 6.5 a). Esta facies rica en cuarzo y plagioclasa es la más común en este sector de la Serie de Ordenes. El tamaño de grano varía

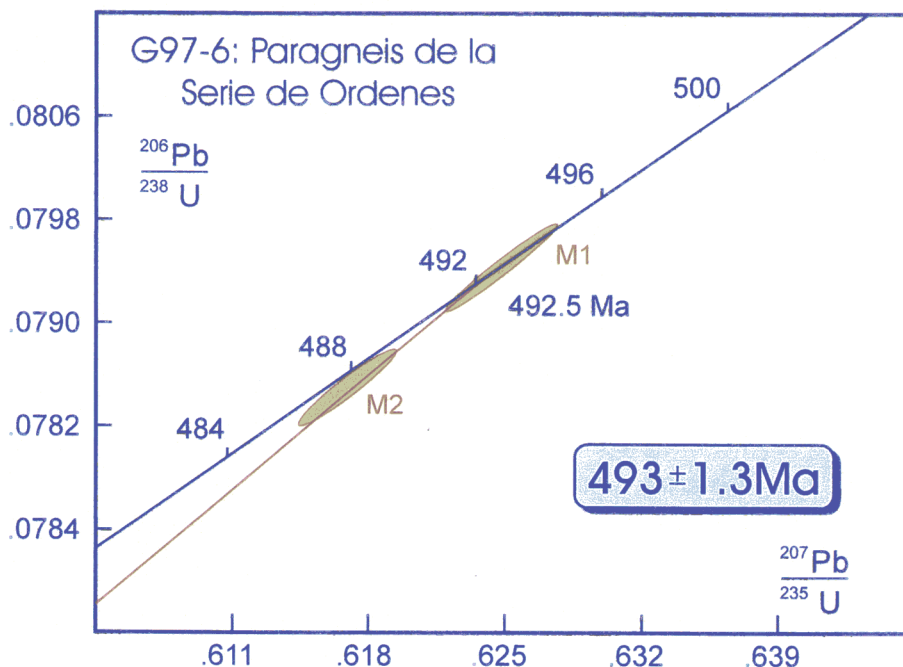


Figura 6.7. Diagrama de concordia para las monacitas de un metasedimento de la lámina superior de la Serie de Ordenes.

LAMINA 6.5

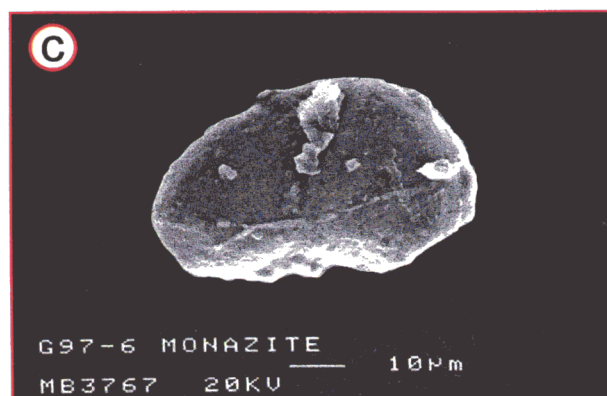
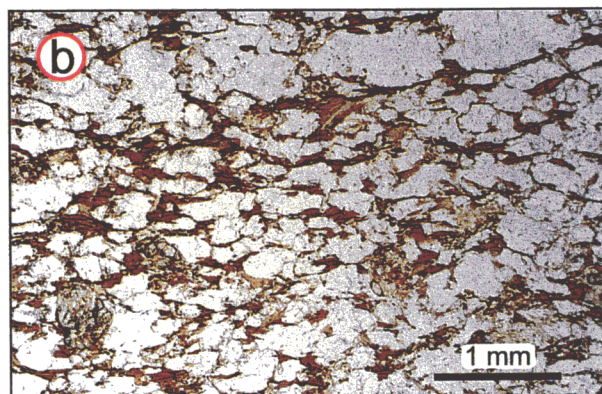


Lámina 6.5. Paragneis de la Serie de Ordenes: a) afloramiento donde se tomó la muestra para geocronología; b) microfotografía en la que se aprecia la textura de esta litología; c) imagen SEM de una de las monacitas analizadas.

entre fino y medio, la textura es granolepidoblástica (lámina 6.5 b) y contiene plagioclasa, cuarzo, biotita, moscovita y granate. La biotita y la moscovita son lepidoblastos que no se concentran formando bandas tan continuas como en la muestra anterior, sino que más bien tienden a encontrarse aislados en una matriz formada mayoritariamente por cuarzo y plagioclasa. Los granates son más escasos, de hábito idiomorfo y parcialmente transformados en clorita, biotita y un agregado micáceo de grano fino. Como accesorios presenta sillimanita, ilmenita, apatito, circón y monacita, y pequeñas cantidades de clorita que provienen de la retrogradación del granate y la biotita. Las monacitas también se encuentran siempre incluidas en los lepidoblastos de biotita que contribuyen a definir la foliación. Son significativamente más escasas que en la muestra anterior, y se presentan como cristales de mayor tamaño (media en torno a 0.1 mm), transparentes y redondeados (lámina 6.5 c).

Se analizaron dos fracciones de monacita, de las que una resulta concordante (M1) y la otra muestra una ligera pérdida de Pb (M2) (Fig. 6.7). Ambas definen una línea de regresión con una intersección inferior con la curva de concordia de 10 ± 10 Ma, que proporciona una edad de 493 ± 1 Ma.

6.3 Discusión

6.3.1 Edad del Magmatismo

La ausencia de componentes heredados, la casi nula pérdida de Pb y la morfología ígnea de los circones, indica que las edades obtenidas corresponden a las edades de cristalización de los cuerpos ígneos. La posibilidad de un reequilibrado del sistema U-Pb durante el metamorfismo granulítico posterior a la cristalización de los magmas puede ser desestimada debido a las siguientes razones:

(1) La morfología ígnea característica de los circones, que no muestra evidencias de recrecimientos o recristalizaciones.

(2) El carácter concordante de las edades sugiere que el sistema U-Pb se ha comportado como un sistema cerrado, puesto que los circones metamórficos son generalmente muy discordantes, a menos que hayan cristalizado nuevamente (Mezger y Krogstad, 1997).

(3) La difusión de Pb en circones prístinos es insignificante hasta temperaturas superiores a 1000°C (Mezger y Krogstad, 1997).

(4) La literatura proporciona varios ejemplos de circones de cuerpos ígneos cuyos sistemas U-Pb han permanecido inalterados tras haber experimentado un metamorfismo granulítico (Chiarenzelli y McLelland, 1993; Hölzl *et al.*, 1994, entre otros).

6.3.2 Edades del Metamorfismo

La temperatura de cierre relativamente alta de las monacitas, por encima de 700-725°C (Copeland *et al.*, 1988; Mezger *et al.*, 1991), y la ausencia general de componentes heredados, hacen que este mineral sea especialmente indicado para datar eventos termales de alto grado. El crecimiento de monacitas durante el metamorfismo progrado en facies de las anfibolitas y granulitas en rocas metapelíticas está ampliamente documentado (Parrish, 1990; Smith y Barreiro, 1990; Lanzirotti y Hanson, 1996), y sus edades de cristalización obtenidas mediante el método U-Pb son interpretadas frecuentemente como cercanas al pico térmico (Smith y Barreiro, 1990; Cawood *et al.*, 1994). Todas las edades presentadas en este trabajo para las metapelitas en facies de las anfibolitas y de las granulitas son muy uniformes y varían en un intervalo muy estrecho comprendido entre 493 y 498 Ma. La

mayoría de las monacitas aparecen incluidas en lepidoblastos de biotita y, por tanto, sus edades son consideradas como las edades máximas para el desarrollo de las fábricas gneísicas, y probablemente son muy cercanas al pico metamórfico. Las edades de las monacitas de los metasedimentos son sólo ligeramente más jóvenes que las de los circones ígneos, y ambas pueden considerarse prácticamente sincrónicas. Este hecho puede interpretarse de dos maneras:

(1) Las monacitas de las rocas metasedimentarias podrían haberse formado por la influencia térmica (metamorfismo de contacto) de los cuerpos plutónicos durante su intrusión. Entonces, las relaciones isotópicas obtenidas datarían el magmatismo, no un evento metamórfico, y las edades más jóvenes de las monacitas podrían ser explicadas por una menor temperatura de cierre respecto a la de los circones. Las monacitas representarían entonces relictos del metamorfismo de contacto que habrían sido incluidos en los lepidoblastos de biotita durante un metamorfismo regional posterior.

(2) Las monacitas podrían reflejar un evento metamórfico inmediatamente posterior a la intrusión de los cuerpos ígneos.

La primera posibilidad ha sido desestimada por varias razones:

(a) Las rocas metasedimentarias fueron recogidas en un área amplia dentro de la unidad culminante de la Serie de Ordenes, y en algunos casos (p.e. muestras G97-5 y G97-6) bastante alejadas de los plutones ordovícicos (Fig. 6.2). Resulta poco probable que el metamorfismo de contacto afectara a toda la serie metasedimentaria, incluyendo zonas distantes de las intrusiones.

(b) El metamorfismo posterior a la intrusión de los cuerpos ígneos alcanza la facies de las

granulitas en las zonas más profundas de la unidad culminante. Este hecho puede observarse por ejemplo en el GMC y en sus enclaves, los cuales presentan un metamorfismo en facies de las granulitas (ver Capítulos 3 y 4). Las condiciones de temperatura típicas de la facies de las granulitas son claramente superiores a la temperatura de cierre del sistema U-Pb en las monacitas (Copeland *et al.*, 1988; Mezger *et al.*, 1991) y, en consecuencia, un metamorfismo de estas características habría originado el reequilibrio total, o al menos parcial del sistema. Debido a ello, la edad del metamorfismo de alto grado no puede ser posterior a la edad de las monacitas. Lo mismo puede decirse para los paragneises de la primera zona de la sillimanita; si las monacitas incluidas en las biotitas fueran anteriores al metamorfismo regional, éstas deberían haberse reequilibrado isotópicamente durante la actuación de éste. Un hecho muy relevante en este aspecto es el carácter concordante o subconcordante de todas las fracciones de monacita analizadas, puesto que indica que el sistema U-Pb ha permanecido estable.

Los argumentos previos apoyan la existencia de un evento metamórfico de alto grado sólo ligeramente posterior a la intrusión de los cuerpos ígneos. La trayectoria P-T de las granulitas indica que este metamorfismo está relacionado con un engrosamiento cortical (ver capítulo 5).

En cuanto a las edades de 380-390 Ma obtenidas en rutilos de la muestra G97-4, difícilmente podrían ser interpretadas como edades de enfriamiento, puesto que implicarían un lapso de tiempo demasiado largo desde el evento de alto grado. La temperatura de cierre del sistema U-Pb en rutilos está estimada en torno a 450°C (Mezger *et al.*, 1989), y por este motivo tendría que haberse producido el paso desde unos de 725°C hasta 450°C en un lapso de 100 Ma, dando lugar a una velocidad de enfriamiento poco realista. Por tanto, estas edades pueden representar dos procesos diferentes. Por un lado, podrían indicar un nuevo enterramiento de la lámina granulítica, que produciría un metamorfismo de temperatura suficiente como para reequilibrar el sistema isotópico de los rutilos, sin que afectase a las monacitas, dada su mayor T_c . Por otro lado, podrían corresponder a la exhumación de la lámina granulítica, que habría permanecido residente en la corteza inferior o media hasta ese momento. Teniendo en cuenta el carácter policíclico deducido para la región y la falta de evidencias de EIB en las granulitas, parece más probable que representen un evento termal relacionado con un nuevo enterramiento. En cualquier caso, las edades obtenidas en los rutilos se interpretan en relación con la acreción e incorporación de la unidad culminante a la cuña orogénica varisca (Martínez Catalán *et al.*, 1999).

Tabla 6.1. Datos U-Pb.

Fracción	Peso	Concentración			Medido	Relaciones atómicas corregidas*				Edades aparentes (Ma)			
		U	Pb rad.	Pb com.	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
G97-1 (Gablo de Monte Castelo)													
Z1 prismas fragmentados.	0.529	220	18.6	9	64327	0.1644	0.08046 (28)	0.6342 (24)	0.05716 (6)	499	499	498	501
Z2 prismas fragmentados.	0.130	227	19.1	22	6768	0.1591	0.08023 (30)	0.6332 (22)	0.05724 (10)	497	498	498	501
Z3 prismas fragmentados.	0.130	222	18.9	20	7144	0.1756	0.08028 (26)	0.6336 (22)	0.05724 (8)	498	498	498	501
G97-2 (Granitoide deformado)													
M1 granos pequeños.	0.085	1188	1023.5	37	13673	11.4881	0.07921 (28)	0.6206 (22)	0.05683 (10)	491	490	485	485
M2 granos gruesos.	0.081	904	975.2	25	15028	14.4444	0.08028 (30)	0.6301 (24)	0.05692 (8)	498	496	489	489
Z1 granos prismáticos, pequeños y claros.	0.054	211	17.1	18	3249	0.1146	0.08038 (34)	0.6349 (26)	0.05729 (14)	498	499	503	503
Z2 granos prismáticos, gruesos y claros.	0.060	228	18.6	20	3406	0.1249	0.08032 (30)	0.6346 (24)	0.05730 (12)	498	499	503	503
G97-4 (Enclave metapelítico en el GMC)													
M1 euhedrales, amarillo pálido.	0.099	1127	1012.0	64	8851	11.831	0.08039 (28)	0.6325 (24)	0.05707 (8)	498	498	494	494
M2 euhedrales, amarillo pálido.	0.108	1034	1039.3	66	8573	13.381	0.08035 (34)	0.6319 (28)	0.05704 (8)	498	497	493	493
R1 rojos.	0.130	5	0.4	43	75	0.3702	0.06256 (34)	0.4825 206)	0.05594 (222)	391	400	450	450
R2 marrón rojizo.	0.220	4	0.3	50	82	0.2282	0.06101 (30)	0.4658 (92)	0.05538 (100)	382	388	427	427
G97-5 (Paragneis de la Serie de Ordenes)													
M1 granos pequeños y turbios.	0.061	7074	1363.7	70	30979	1.733	0.07994 (32)	0.6297 (26)	0.05714 (4)	496	496	497	497
M2 granos pequeños y turbios.	0.018	6677	1199.3	69	8710	1.541	0.07999 (46)	0.6306 (38)	0.05718 (6)	496	496	498	498
G97-6 (Paragneis de la Serie de Ordenes)													
M1 redondeadas, claras y sin desbastar.	0.046	8446	1242.1	31	62253	1.087	0.07943 (28)	0.6247 (24)	0.05704 (4)	493	493	493	493
M2 8 granos, sin desbastar.	0.008	6497	1108.5	21	12459	1.454	0.07850 (24)	0.6168 (21)	0.05699 (6)	487	488	491	491

*Corregidos los efectos de la fraccionación, trazador isotópico, contaminación del laboratorio (2 a 12 pg de Pb común; 1 pg U), y Pb común inicial según el modelo de Stacey y Kramers (1975).

Capítulo 7

Origen de la unidad
culminante: contexto
geodinámico e implicaciones
para las interacciones
Gondwana-Laurentia durante
el Paleozoico Inferior

7.1 Contexto geodinámico

Una idea central de este estudio es que el magmatismo y el metamorfismo próximos al límite Cámbrico-Ordovícico de la unidad culminante se originaron en un margen convergente. Los argumentos principales en los que se apoya esta hipótesis son:

(1) Trayectorias P-T obtenidas en las granulitas basales: el enterramiento indicado por las trayectorias implica un engrosamiento cortical, y la alta-T a la que se produce sugiere un desarrollo en un arco magmático (Bohlen, 1989), posteriormente incorporado a un complejo acrecionario.

(2) La cercanía temporal entre magmatismo y metamorfismo sugiere la existencia de una zona con intensa actividad tectono-metamórfica, compatible con un régimen convergente.

(3) El quimismo de uno de los cuerpos ígneos más importantes también apunta hacia un origen en un arco magmático, y más concretamente en un arco de islas (Andonaegui *et al.*, 1999).

Consecuentemente, se propone como origen para la unidad culminante un margen convergente en el que se produce el desarrollo de un arco magmático, probablemente un arco de islas. Todas sus características geológicas son compatibles con dicho origen.

Los arcos de islas son una de las zonas tectónicamente más activas del mundo (Wallis *et al.*, 1998), y posiblemente constituyen el lugar principal de crecimiento

continental (Sengör *et al.*, 1993). Es muy común que tienda a pensarse que una característica definitoria de los márgenes convergentes (zonas de subducción) y los prismas acreccionarios es el desarrollo de un metamorfismo de alta presión y baja temperatura. Sin embargo, es bien conocida la estrecha asociación espacial y temporal de gradientes geotérmicos altos y bajos que dan lugar a cinturones metamórficos de alta T/P y alta P/T (Miyashiro, 1961).

Recientemente ha recibido cierta atención la investigación de los procesos corticales profundos en los arcos de islas, particularmente en los cinturones metamórficos de Japón (p.e. Wallis *et al.*, 1998), y se ha observado que es frecuente la presencia de gradientes de alta T/P y de trayectorias que producen enterramiento a altas-T. Por ejemplo, en el terreno metamórfico Abukuma, tradicionalmente considerado de baja presión, los trabajos más recientes describen

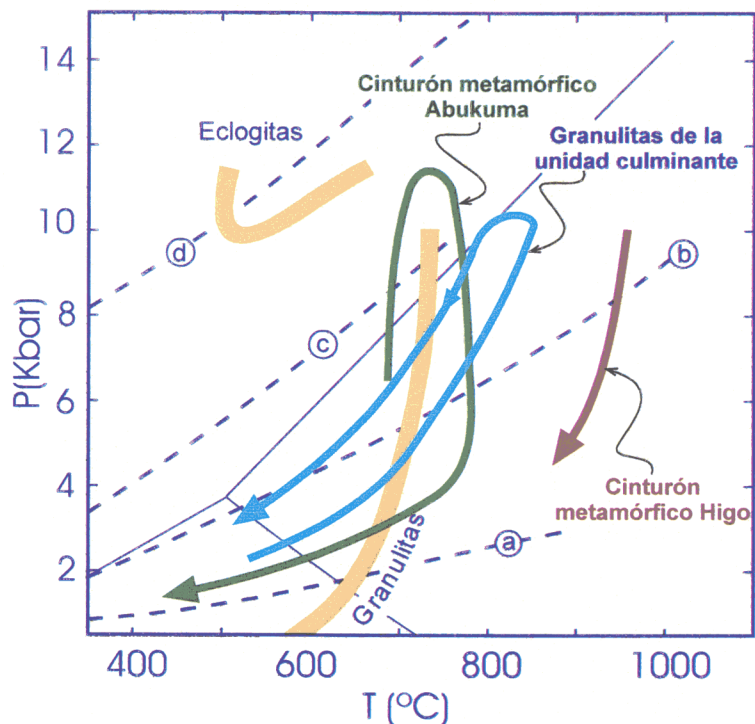


Figura 7.1. Trayectorias P-T obtenidas en dos cinturones metamórficos de Japón, originadas como consecuencia de la actividad tectonotermal en los niveles profundos de un prisma de acreción, mostradas junto con la trayectoria P-T de las granulitas de la unidad culminante. Las líneas discontinuas representan los gradientes geotérmicos de (a) dorsales oceánicas, (b) arcos magmáticos, (c) cratónes estables, (d) zonas de subducción.

una evolución caracterizada por una rápida compresión a alta-T, que alcanza unos 11-12 Kb, y es seguida por una descompresión isotérmica (Hiroi *et al.*, 1998). Esta trayectoria P-T tiene lugar durante un evento orogénico Cretácico Inferior, que es ligeramente posterior a un magmatismo también cretácico (Fig. 7.1). La posibilidad de un metamorfismo en facies de las granulitas en este ambiente también está documentada; p.e. Osanai *et al.* (1998) describen un metamorfismo en facies de las granulitas en un terreno de la isla de Kyusu, en el SW de Japón, que alcanza condiciones de ultra alta-T (granulitas con zafirina). La fuente de calor que se propone para el metamorfismo del terreno Higo es la intrusión de rocas gabroicas. Las condiciones máximas alcanzadas se calculan en

8-10 Kb y $>950^{\circ}\text{C}$ (Fig. 7.1). Todas estas observaciones indican la compatibilidad de la evolución metamórfica de la unidad culminante con el contexto geodinámico sugerido para su origen.

Por otra parte, un estrecho margen temporal entre un magmatismo de arco y el pico metamórfico es también una característica típica de las regiones de arco de isla, como ha sido descrito p.e. en el terreno gnéisico de alta T/P de Hidaka en Hokkaido, Japón (Komatsu *et al.*, 1989).

Finalmente, se ha realizado un esquema de la evolución tectónica propuesta, aunque no existen datos suficientes acerca de la polaridad

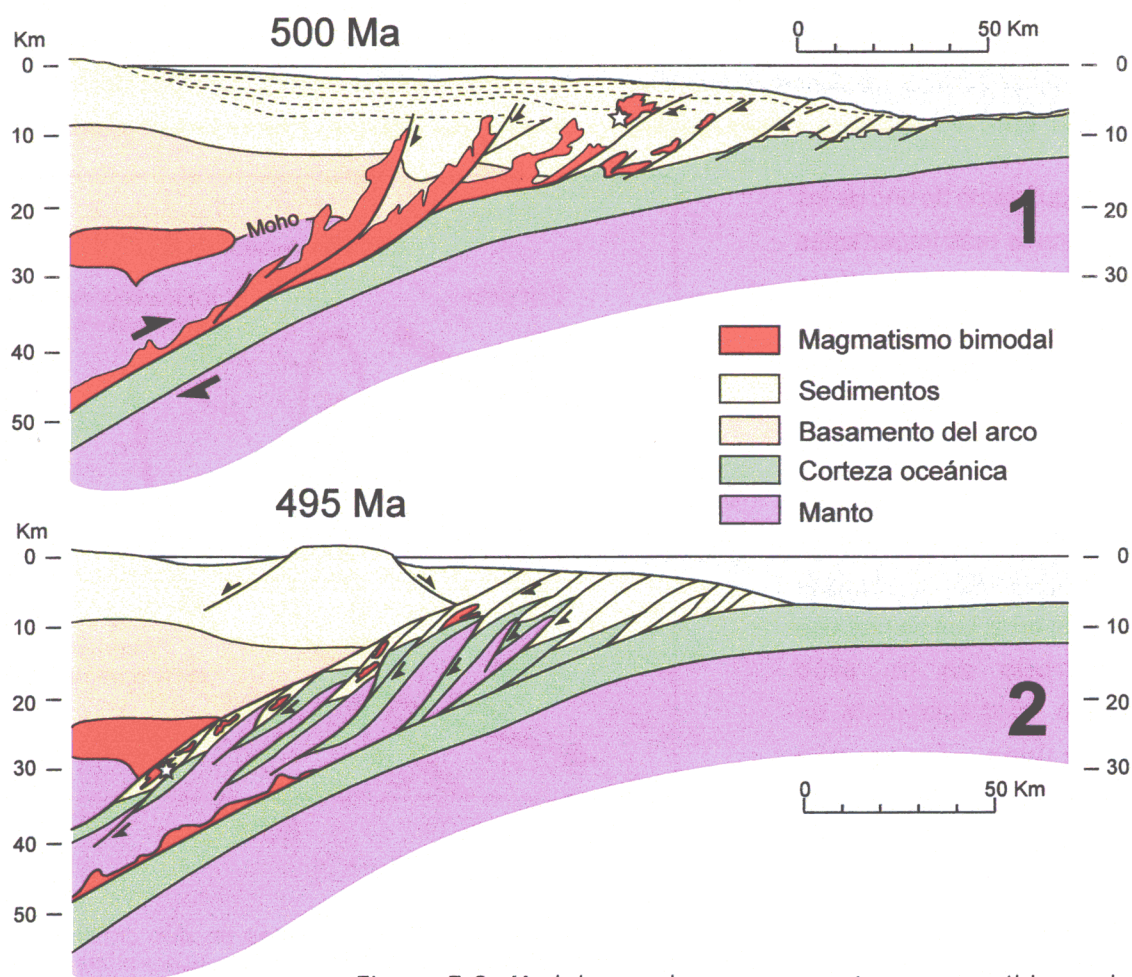


Figura 7.2. Modelo en el que se muestra una posible evolución tectono-temperal para la unidad culminante, asociado a la actividad de un arco de islas. La estructura y el magmatismo de frente de arco del estadio (1) están basados en Shiki y Misawa (1982). La posición de la unidad culminante se representa por una estrella.

de la subducción, vergencia de las estructuras, etc., ni tampoco acerca de la zona del arco donde se generó el magmatismo (frente del arco, basamento del arco, trasera del arco). En esta representación se muestra un magmatismo en el frente del arco, según el modelo propuesto por Shiki y Misawa (1982) para el sistema trinchera - arco magmático de Japón, basado en datos geológicos y geofísicos (Fig. 7.2).

7.2 Implicaciones para las interacciones Gondwana-Laurentia durante el Paleozoico Inferior

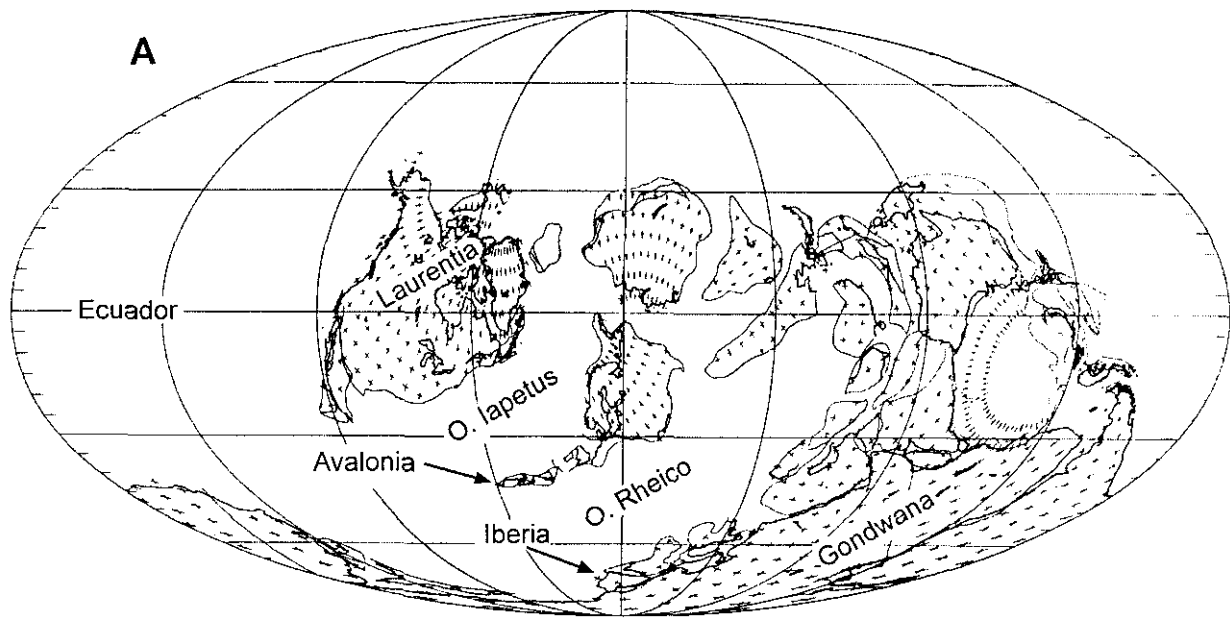
7.2.1 Introducción

La convergencia entre Gondwana y Laurentia culmina en el Paleozoico Superior con la formación del supercontinente Pangea. La historia de las relaciones entre ambos continentes, que termina con su colisión final, se prolonga durante la mayor parte del Paleozoico e incluye una compleja serie de colisiones, aperturas y cierres de cuencas oceánicas, migraciones de terrenos, formaciones de arcos de islas y acreciones. La paleogeografía y las interacciones entre las grandes masas continentales durante el Paleozoico son razonablemente bien conocidas (Scotese y McKerrow, 1990; Keppie *et al.*, 1996; McNiocail *et al.*, 1997; entre otros); sin embargo, las posiciones precisas de las microplacas y terrenos más pequeños están sujetas a mayor incertidumbre, debido en gran parte a que la precisión de los datos paleomagnéticos no es mayor de ± 500 Km, y a que sólo pueden proporcionar información sobre la posición latitudinal y sobre las rotaciones de las placas (Tait *et al.*, 1997).

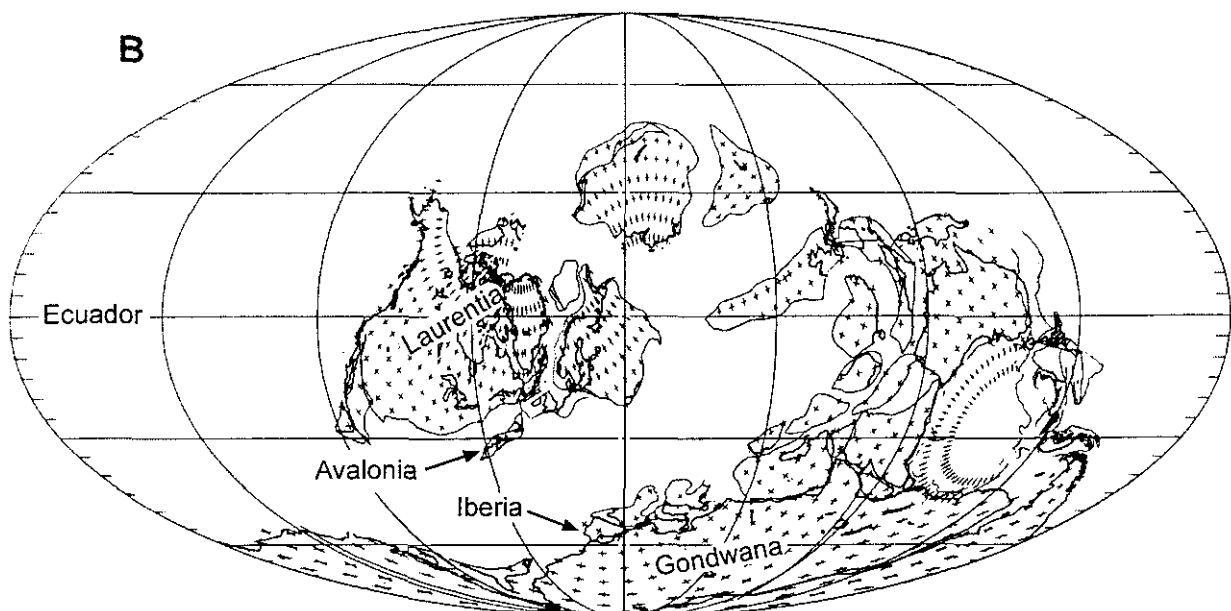
Las reconstrucciones continentales más recientes para el Ordovícico Inferior, y que incorporan todos los datos disponibles, sitúan a Laurentia (constituida principalmente por el cratón

Norteamericano, excluyendo los terrenos acrecionados más tarde) en posiciones ecuatoriales, y a Gondwana (constituida por los núcleos cratónicos de Sudamérica, África, Antártida, Australia e India) en el polo Sur, y separadas por un océano relativamente ancho, el Océano Iapetus (Figs. 7.3 y 7.4).

Respecto a la posición y evolución de las distintas microplacas situadas entre los núcleos cratónicos existen mayores diferencias entre las distintas reconstrucciones. Lo que parece aceptado es la existencia de un microcontinente que derivó de forma independiente a partir del Ordovícico, denominado Avalonia, y constituido por lo que actualmente es la costa de Nueva Inglaterra, Nuevo Brunswick, Nueva Escocia y la península Avalón de Terranova (todo ello en Norteamérica), y por el sur de Inglaterra, Las Ardenas y la zona Reno-hercínica del Orógeno Varisco (todo ello en Europa). Avalonia se desgajó del margen de Gondwana y derivó hacia el norte hasta colisionar con Laurentia en el Silúrico (McKerrow y Cocks, 1986; Fortey y Cocks, 1988; McNiocail y Smethurst, 1994; Cawood *et al.*, 1994; McNiocail *et al.*, 1997; Tait *et al.*, 1997; Prigmore *et al.*, 1997). El momento de la separación entre Avalonia y Gondwana varía entre Cámbrico Superior y Caradoc, según las valoraciones de los distintos autores. Algunos apoyan una separación Cámbrico Superior o Tremadoc (McKerrow y Cocks, 1986; Scotese y McKerrow, 1990; Trench *et al.*, 1992), de acuerdo con la aparición de vulcanismo de arco de edad Tremadoc en el margen septentrional de Avalonia. Este vulcanismo indica el comienzo de una subducción dirigida hacia el sur de la corteza de Iapetus, y ofrece un mecanismo de trasera de arco para el inicio del "rifting". Otros autores, basándose en evidencias faunísticas, sugieren una separación en el Llanvirniense o Caradoc Inferior (Cocks y Fortey, 1990; Vannier *et al.*, 1989).

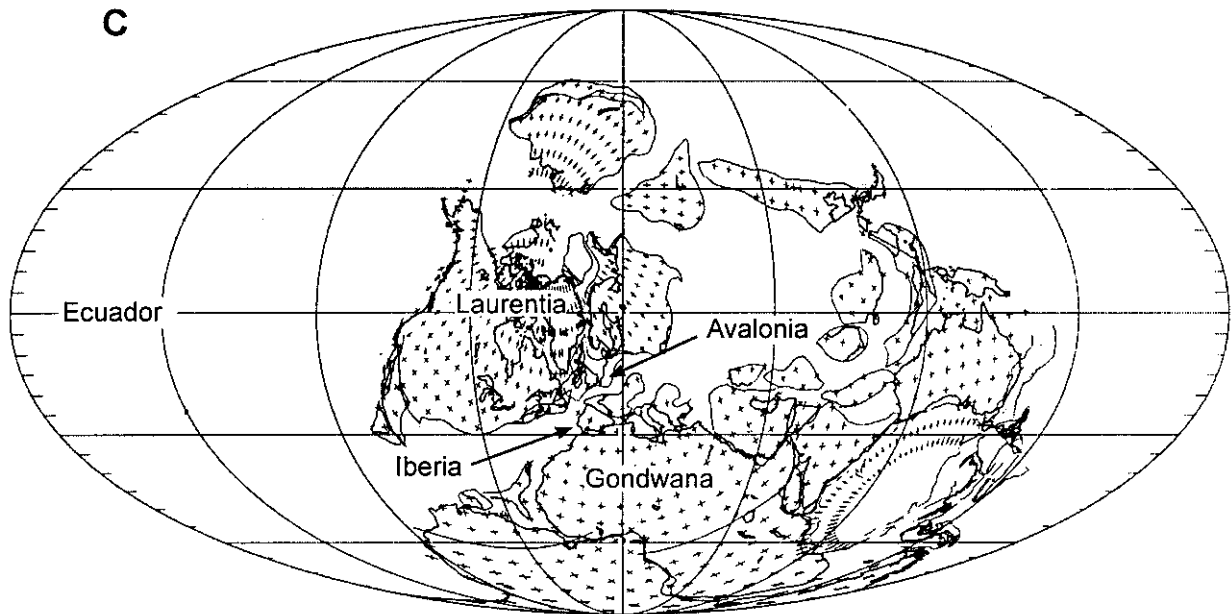


Ordovícico Superior (Ashgill, 440 Ma)



Silúrico Medio (Wenlock, 425 Ma)

(Leyenda en página siguiente)



Devónico Medio (Givetense, 380 Ma)

Figura 7.3. Reconstrucciones continentales de Scotese y McKerrow (1990), que favorecen una posición peri-Gondwánica para Iberia a lo largo del Ordovícico, que se mantiene hasta su colisión con Laurentia en el Devónico. A) Mapa mundial para el Ordovícico Superior, donde puede verse el amplio Océano Rheico abierto tras la separación entre Avalonia y Gondwana, y la posición de Europa Occidental, situada al N del cratón africano. B) Situación en el Silúrico Medio, donde se ha producido la aproximación entre Avalonia y Laurentia y el cierre casi total de la cuenca del Océano Iapetus. Iberia permanece adyacente al margen N de Gondwana. C) Posición de los continentes en el Devónico, cuando se está produciendo la colisión entre Laurentia y Gondwana, y donde se aprecia la posición de Iberia, frente al margen S de Avalonia.

En cuanto a la posición del Macizo Ibérico, muchos autores consideran lo más probable que desde el Ordovícico Inferior hasta su colisión con Laurentia permaneció adyacente al margen septentrional de Gondwana (Fig. 7.3; Cocks y Fortey, 1988; Scotese y McKerrow, 1990; McKerrow *et al.*, 1991). No obstante, en otras reconstrucciones continentales se propone la existencia de una microplaca formada por el bloque Ibero-Armoricano y el Macizo de Bohemia, a la que denominan Armórica (Van der Wou, 1979; Tait *et al.*, 1997). Hasta que punto estos macizos variscos de Europa occidental funcionaron realmente como una microplaca no está del todo claro; en cualquier caso la separación entre ellos no pudo ser superior a 1500 Km (McKerrow y Cocks, 1986). Según estas reconstrucciones, Armórica habría permanecido próxima a Gondwana hasta el

Ordovícico Superior, momento en que también se separó de su margen septentrional, abriéndose entre ellos el Océano Macizo Central-Moldanubiense (MCM, Tait *et al.*, 1995, 1997; Fig. 7.4).

De este modo, la convergencia entre Gondwana y Laurentia incluye una serie de colisiones y acreciones de terrenos en el margen sur de Laurentia, en las que están implicados varios arcos de isla (McNiocaill *et al.*, 1997), aunque probablemente no se conocen todos los arcos y terrenos que se acrecionaron a este margen.

La colisión de Avalón y Laurentia se produjo en el Silúrico (Cawood *et al.*, 1994) y la de Gondwana hacia el Devónico Medio (Tait *et al.*, 1997; Martínez Catalán *et al.*, 1997). La mayor

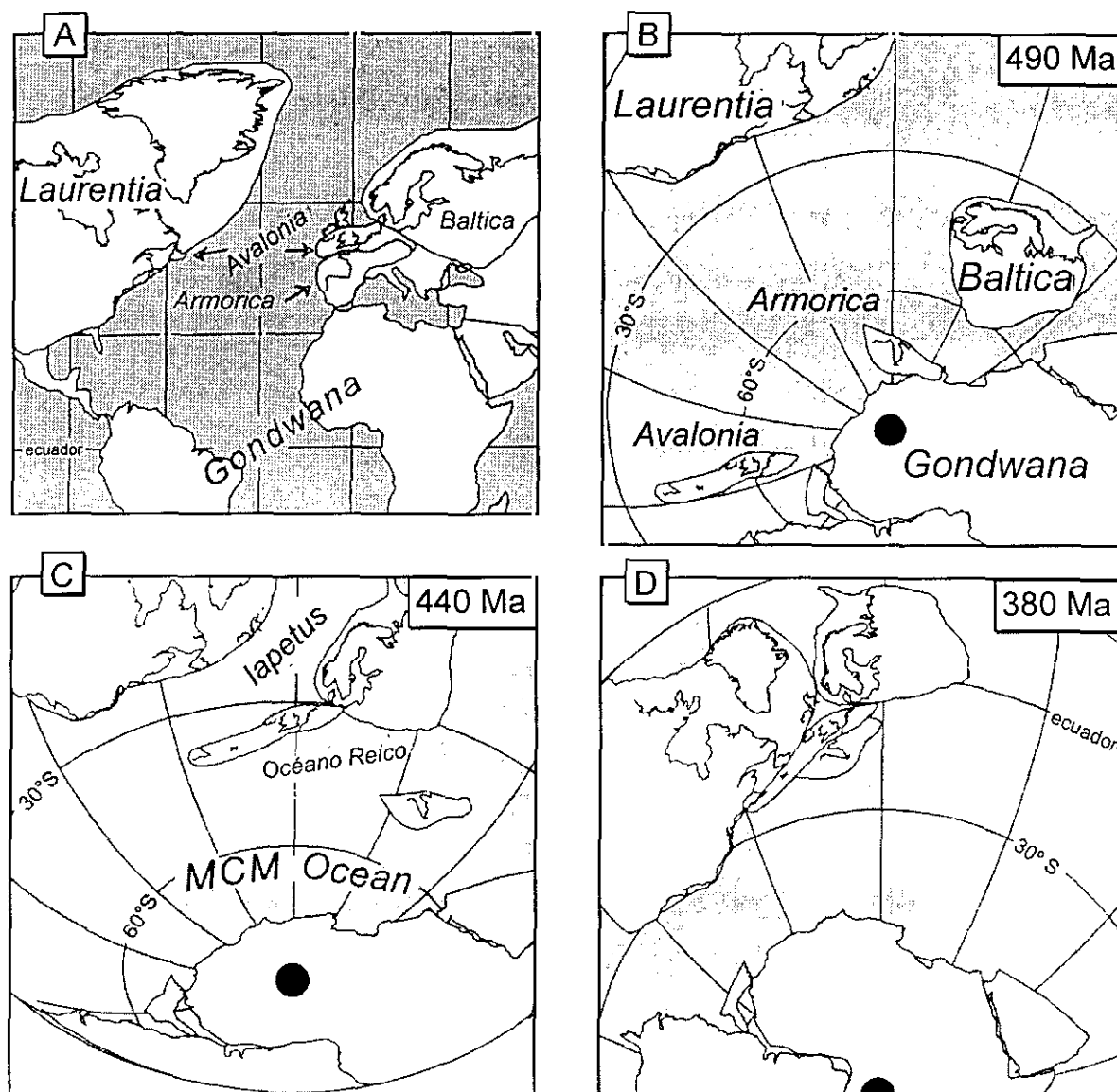


Figura 7.4. Reconstrucciones continentales de Tait *et al.* (1997) para distintos momentos del Paleozoico, en las que se puede observar la evolución de la microplaca armoricana, que incluye al Macizo Ibérico, desde el Ordovícico Inferior hasta el Devónico Medio. A) Situación actual de las distintas placas y microplacas consideradas. B) Reconstrucción para el Tremadoc en la que se aprecia el amplio océano que separaba Laurentia de Gondwana y la incipiente separación de Avalonia, despegada de su margen Norte. C) Posición de las placas en el Ordovícico Superior, cuando ya se ha producido, de acuerdo con estos autores, la separación de Armorica del margen de Gondwana y se ha abierto el Océano MCM. D) En el Devónico Medio ya se han producido las colisiones sucesivas de Avalonia y Armórica con Laurentia. Nótese la posición de Armórica, adyacente al borde Sur de Avalonia.

parte de las reconstrucciones paleogeográficas suponen que el margen N de Gondwana (y por tanto el Macizo Ibérico) colisionó contra el borde sur de Avalonia (Figs. 7.3 y 7.4; Bachtadse *et al.*, 1983; LeFort, 1989; Tait *et al.*, 1994, 1995, 1997). En la Fig. 7.5 se muestra la posición detallada del Macizo Ibérico en el Devónico basada en Lefort (1989) y Martínez Catalán *et al.* (1997).

7.2.2. Relación entre la unidad culminante y la evolución de los continentes paleozoicos

La correlación precisa de algunas unidades de los Complejos Alóctonos con los terrenos y microplacas mencionados en el apartado anterior es objeto de debate. El autóctono y las unidades basales de los complejos tienen claras afinidades gondwánicas, que incluyen la presencia de un

evento orogénico Cadomiense (Quesada, 1990; Oschner, 1993) y evidencias de un "rifting" Ordovícico (Ribeiro y Floor, 1987; Pin *et al.*, 1992). Martínez Catalán *et al.* (1997) presentaron un modelo acrecionario en el que se realiza una correlación entre los terrenos a ambos lados del Atlántico. Por un lado, proponen que las unidades ofiolíticas representan la última corteza oceánica generada en el Océano Rheico, con una edad de 395 Ma (Dunning *et al.*, 1997; Díaz García *et al.*, 1999a), que fué rápidamente acrecionada (deformación en facies de anfibolitas a unos 380-390 Ma; Dallmeyer y Gil Iburguchi, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1991; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda); y por otro lado relacionaron las unidades superiores con el terreno Meguma, el terreno emergido más externo del otro lado del actual Océano Atlántico (Fig. 7.5).

El descubrimiento de un evento orogénico Tremadoc en la unidad culminante hace que la correlación anterior de las unidades superiores con Meguma no pueda seguir siendo mantenida, puesto que no existe actividad tectonotermal del Paleozoico Inferior en este terreno (Murphy y Keppie, 1998). Estas edades podrían relacionarse con el evento Tacónico en los Apalaches y eventos contemporáneos (Finmarkiense, Grampiente) en otras partes del cinturón caledónico, pero estos episodios son comúnmente adscritos a la convergencia relacionada con el cierre del Océano Iapetus y se producen en el margen norte de Avalonia (Hossack y Cooper, 1986; Soper, 1988; Cawood *et al.*, 1995; Winchester y Van Staal, 1995). Tampoco pueden relacionarse con el autóctono ibérico, puesto que la edad del plutonismo y metamorfismo cadomienses es más antigua, situada entre 600-540 Ma (Quesada, 1990; Oschner, 1993). En este contexto, la existencia de un margen convergente conjugado con el de Iberia en el Tremadoc representa un problema, puesto que ésta es la edad de la

separación entre Avalonia y Gondwana y, asumiendo que este margen opuesto fuera efectivamente Avalonia, debería existir un régimen extensional (p.e. ver Fig. 1 en Prigmore *et al.*, 1997).

Por ello, podría pensarse que la unidad culminante es un elemento exótico a Gondwana y al Océano Rheico, por ejemplo un arco volcánico insertado mediante movimientos transcurrentes, y de procedencia desconocida, aunque en dicho caso podría relacionarse con los terrenos caledónicos de Báltica, que presentan actividad tectonotermal de esta edad (Gee y Sturt, 1985).

No obstante, como la mayor parte de los autores coinciden en señalar que Gondwana colisionó con Avalonia, parece lo más razonable considerar que este margen convergente ordovícico está relacionado con una actividad dentro del conjunto Gondwana-Océano Rheico-Avalonia. Además, otro argumento apunta en ese sentido. La similitud entre las edades más antiguas obtenidas a partir de intersecciones superiores con la concordia del sistema U-Pb de circones de Meguma, Avalón, las unidades superiores de los complejos y los ortogneises del autóctono, situadas entre 2.7 y 1.8 Ga, sugieren un basamento común (Kuijper, 1980; Lancelot *et al.*, 1985; Peucat *et al.*, 1990; Krogh y Keppie, 1990; Dallmeyer y Tucker, 1993; Gebauer, 1993; Schäfer *et al.*, 1993; Santos Zalduegui *et al.*, 1995), con edades similares a las del cratón africano-occidental (Bessoles, 1977; Caby, 1989), y por tanto gondwánico.

Por otra parte, la existencia de márgenes convergentes y arcos magmáticos asociados durante el Ordovícico Inferior al margen de Gondwana ha sido documentada al menos para los Andes Centrales en Argentina (Ramos, 1988; Dalla Salda *et al.*, 1992), y edades metamórficas

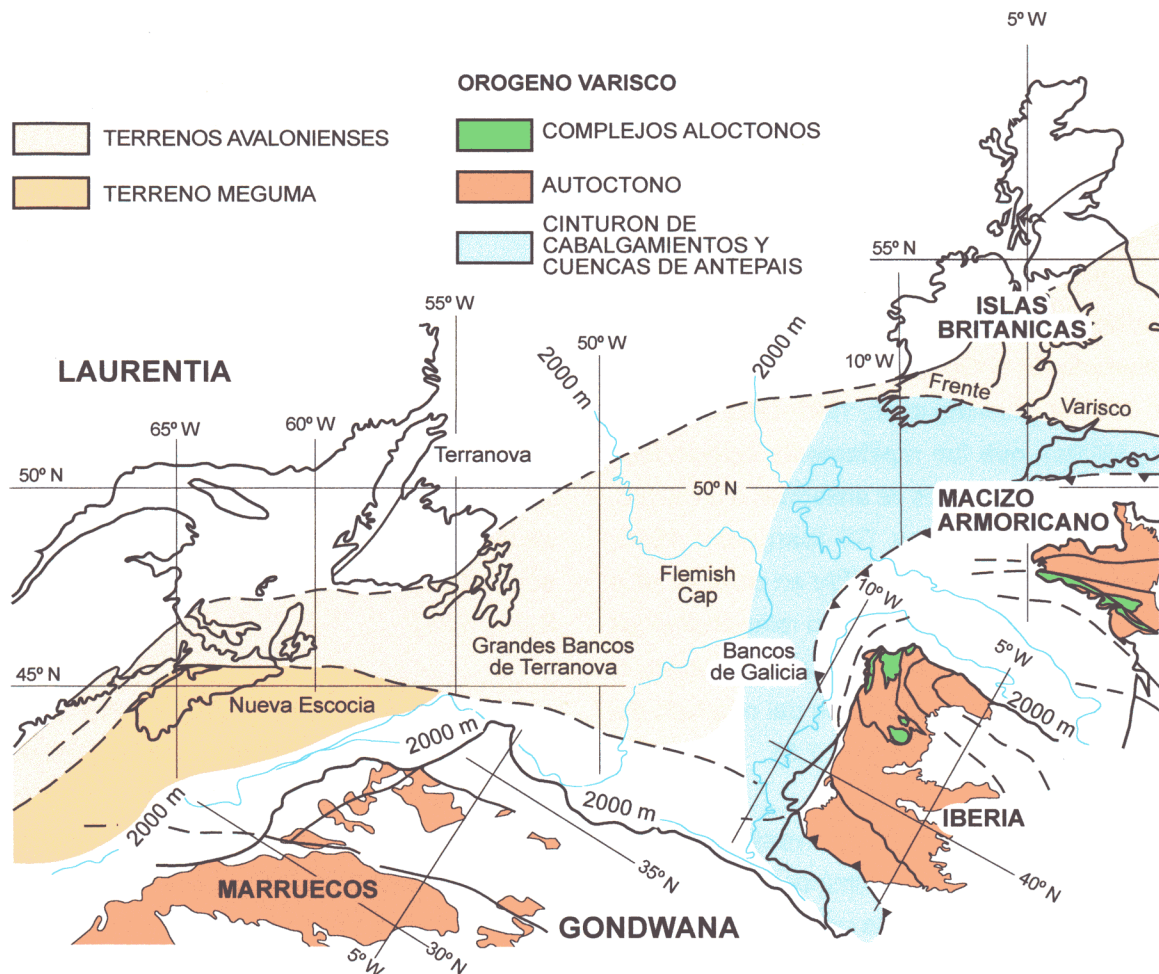


Figura 7.5. Reconstrucción de Pangea en los alrededores de Iberia, basada principalmente en Lefort (1989). Puede apreciarse la proximidad entre los terrenos avalonienses y los Complejos Alóctonos del NW del Macizo Ibérico.

Ordovícico Inferior se han encontrado en el basamento varisco de Europa Central y los Alpes, también en relación con el margen de Gondwana (Franke, 1989; Neubauer y Von Raumer, 1993; Von Raumer y Neubauer, 1993).

Por todo ello, consideramos posible que una convergencia limitada en el Océano Rheico, que probablemente constaba de varias microplacas,

pueden explicar el metamorfismo y magmatismo Ordovícico Inferior de la unidad culminante sin la intervención de un arco volcánico extraño a Gondwana. La interacción entre distintos fragmentos continentales despegados de Gondwana (Rodgers, 1988; Soper, 1988) podría explicar la signatura isotópica común de los circones y el desarrollo localizado de límites convergentes de placas.

Capítulo 8

Conclusiones

Como requiere un trabajo de estas características, las conclusiones que se han ido obteniendo durante su desarrollo han sido expuestas y discutidas a lo largo de esta memoria. Por ello, este capítulo se limitará a un breve resumen de las que se consideran más importantes.

8.1 Evolución tectonometamórfica

El sector occidental de la unidad culminante del Complejo de Ordenes muestra unas condiciones máximas de metamorfismo variables entre la facies de las granulitas y la facies de las anfibolitas. En el área de estudio han podido distinguirse dos láminas con evoluciones metamórficas diferentes: una lámina inferior con metamorfismo granulítico de media-P o transicional hacia alta-P, y una lámina superior con metamorfismo en facies de las anfibolitas.

La lámina inferior comprende el macizo de gabros de Monte Castelo y las litologías asociadas. Es un macizo ovalado en el que la deformación se concentra en sus bordes y en algunas zonas de cizalla presentes en su interior. Se han identificado dos tipos de granulitas: unas provienen de la recristalización del gabro en zonas de cizalla de alta-T próximas a su base (granulitas básicas), y otras se desarrollan a partir de los enclaves sedimentarios que se encuentran en su interior (granulitas metasedimentarias). Ambos tipos de granulitas reflejan condiciones P-T semejantes y presentan una evolución metamórfica común. Su trayectoria P-T ha sido calculada mediante termobarometría convencional y multiequilibrio (método TWQ), y se caracteriza por una fuerte presurización a altas temperaturas que alcanza unos 10 Kbar y más de 800 °C.

La lámina superior está formada por metasedimentos y cuerpos más pequeños de

gabros y ortogneises. El metamorfismo alcanza la primera zona de la sillimanita, mineral que aparece incluido en porfiroblastos de moscovita y se encuentra desde la parte basal de la lámina hasta los niveles más altos estudiados (proximidades del contacto occidental entre la Serie de Ordenes y la granodiorita de La Coruña). Los dos cuerpos gabroicos más importantes de la lámina superior son los gabros de Oza y Barrañán (ver Fig. 3.1). En los contactos entre estos gabros y los metasedimentos de la Serie de Ordenes se han encontrado varios afloramientos de anfibolitas pobres en Ca, cuyo origen está probablemente relacionado con un metasomatismo de las rocas gabroicas en zonas con un fuerte contraste composicional y con intensa deformación. Estas litologías desarrollan asociaciones minerales complejas, generalmente adecuadas para el estudio de sus condiciones P-T de formación. Dada la intensa retrogradación y la composición desfavorable de los metasedimentos de la Serie de Ordenes en este sector, se ha preferido utilizar estas anfibolitas para el estudio de la evolución metamórfica. La trayectoria obtenida refleja una descompresión aproximadamente isotérmica a unos 650 °C.

El contacto entre las dos láminas mencionadas, teniendo en cuenta el salto metamórfico sustractivo existente entre ellas, es interpretado como un accidente extensional. El estudio cinemático de la zona de intensa deformación que existe entre las dos láminas, marcada finalmente por el desarrollo de filonitas a partir de los metasedimentos y de algunos cuerpos graníticos deformados asociados a la zona de contacto, indica movimiento del techo hacia el S – SW. No se ha podido determinar la edad de este accidente, que refleja un adelgazamiento cortical que podría corresponder al ciclo Ordovícico o al ciclo Varisco (véase el capítulo 3).

La trayectoria P-T deducida para las granulitas indica un engrosamiento cortical considerable que se produce a altas temperaturas, en el campo de la sillimanita. De acuerdo con los modelos térmicos existentes, este tipo de trayectoria sólo es compatible con una región calentada por un intenso magmatismo de forma previa y/o durante un engrosamiento cortical, lo que resulta característico de arcos magmáticos. La trayectoria de la lámina superior refleja el enterramiento de un nivel situado inicialmente más alejado de los cuerpos ígneos, puesto que no se registra un calentamiento tan intenso. La descompresión isotérmica indica una exhumación a la que probablemente han contribuido procesos tectónicos.

8.2 Geocronología

Se han datado, mediante el método U-Pb, muestras de rocas ígneas y de metasedimentos tanto de la lámina inferior como de la lámina superior de la unidad culminante.

Rocas ígneas

Los circones de la muestra G97-1 (gabro de Monte Castelo) muestran un sistema U-Pb concordante que define una edad de cristalización de 499 ± 2 Ma, fácilmente interpretable como la edad de la cristalización ígnea.

La muestra G97-2 corresponde a un granitoide deformado asociado al contacto entre las dos láminas definidas en la unidad culminante. Se analizaron circones y monacitas, que indican que su cristalización se produjo hace 500 ± 2 Ma.

Estos resultados son semejantes a los obtenidos en otros grandes cuerpos de ortogneises de las unidades culminantes de los complejos: el ortogneis de Corredoiras en el E

del Complejo de Ordenes, con 500 ± 2 Ma (Abati *et al.*, 1999, U-Pb en circones) y el ortogneis de Lagoa en el Complejo de Morais, con $496 \pm 3/-2$ (Dallmeyer y Tucker, 1993). Este conjunto de datos indica la existencia de un importante episodio magmático ocurrido durante el Tremadoc.

Rocas metasedimentarias

Con anterioridad a este trabajo no existían datos cronológicos de las fábricas metamórficas de la unidad culminante. Se han datado tres muestras de metasedimentos de la Serie de Ordenes, con el objetivo de conocer la edad del metamorfismo. Para ello se han separado monacitas que se encontraban incluidas en lepidoblastos de biotita.

La muestra G97-4 es una granulita que se encuentra como un enclave en el GMC. Las monacitas de esta muestra tienen una edad de 498 ± 2 Ma, que se considera próxima a la edad del metamorfismo. Se separaron también rutilos, que proporcionan unas edades 206/238 de 391 ± 3 y 382 ± 3 , que se consideran relacionadas con la actividad tectonothermal varisca.

Las muestras G97-5 y G97-6 son paragneises de la lámina superior, con un grado metamórfico que alcanza la primera zona de la sillimanita. Las monacitas analizadas indican unas edades de 496 ± 3 y 493 ± 1 , respectivamente, que se considera reflejan su cristalización durante un metamorfismo regional progrado.

El grado metamórfico de estas litologías impide que los anteriores datos cronológicos puedan ser interpretados como correspondientes a un metamorfismo de contacto, a pesar de su proximidad a las edades de las rocas ígneas, porque la T a la que se produce el metamorfismo regional es superior a la T de bloqueo del sistema

U-Pb en las monacitas. Por ello, el estudio geocronológico de la unidad culminante indica la presencia de un magmatismo tremadociense sólo ligeramente anterior, quizás contemporáneo, a un metamorfismo que alcanzó alto grado en los niveles basales.

8.3 Conclusiones y discusión general respecto al origen y evolución de la unidad culminante del Complejo de Ordenes

Esta unidad, situada por encima de una sutura varisca, representa un terreno con una evolución tectonotermal ligada a dos ciclos distintos con pautas completas de enterramiento – exhumación. Esta conclusión surge, además del trabajo expuesto en esta memoria, del estudio conjunto de la unidad culminante realizado por el equipo de investigación en el que está integrado esta Tesis, que incluye la zona oriental de la unidad (González Cuadra *et al.*, 1999), puesto que en el área de estudio no existen evidencias de la evolución estructural completa, especialmente en lo que se refiere al segundo ciclo. El primer ciclo, cuya edad y características se han estudiado en este trabajo, se desarrolla durante el Ordovícico Inferior (Tremadoc), y por sus características metamórficas, cronología y naturaleza de los cuerpos ígneos, está probablemente relacionado con una actividad tectonometamórfica en un margen activo. El quimismo del GMC sugiere que este margen podría ser un arco de islas. El segundo ciclo está relacionado con la acreción e incorporación de la unidad culminante a la cuña orogénica varisca, que comenzó su desarrollo en el Devónico Inferior. La existencia de dos ciclos supone la dificultad añadida de diferenciar entre las estructuras, paragénesis metamórficas y cuerpos ígneos pertenecientes a uno u otro ciclo. En el área de estudio, es decir, en el sector occidental de la unidad, las fábricas regionales de media y alta T son ordovícicas. Las únicas estructuras

asimilables con certeza al ciclo varisco son los pliegues de fase 3 y los desgarres dextros asociados, y posiblemente también las fábricas filoníticas en facies de los esquistos verdes que se superponen a una foliación de mayor grado. Por ello, cabe preguntarse si algunas de las estructuras que se observan en niveles más superficiales de la Serie de Ordenes, y descritas como variscas, no podrían ser realmente más antiguas. Un ejemplo pueden ser los pliegues recumbentes descritos en las rías de Sada y Ferrol, cuya vergencia no ha sido establecida. Estos pliegues están cortados por diques básicos deformados (Díaz García, comunicación personal, 1999), por lo que podrían ser buenos candidatos para ser estructuras compresivas ordovícicas.

Las unidades de AP-AT de los complejos alóctonos, que afloran justo por encima de la sutura varisca y por debajo de las unidades culminantes, de las que está separadas por un despegue extensional, también podrían formar parte del mismo arco magmático ordovícico. Por eso, las edades ordovícicas obtenidas en estas unidades, consideradas inicialmente como metamórficas y reinterpretadas posteriormente como edades de protolitos, quizás deberían ser reconsideradas teniendo en cuenta los nuevos datos aportados en este trabajo.

Las reconstrucciones continentales más modernas sitúan a Iberia adyacente o muy cercana a la microplaca Avalonia antes de la desintegración de Pangea, por lo que algunos autores han correlacionado las unidades culminantes de los complejos con los terrenos avalonienses situados actualmente al otro lado del Atlántico. La convergencia de placas ordovícica propuesta en este trabajo representa un problema en el contexto de las interacciones Gondwana – Laurentia, puesto que muchas veces se asume para este periodo un contexto extensional en el margen S de Avalonia y en el

margen N de Gondwana, relacionado con su separación mutua y con la apertura del Océano Rheico. Una explicación plausible es que movimientos oblicuos entre Gondwana y Laurentia, o un escenario más complejo que involucre varios microcontinentes, podría haber insertado un arco volcánico exótico en el Océano Rheico, entre Gondwana y Avalonia. Sin embargo, parecen haber existido límites de placas convergentes durante el Ordovícico en otras regiones marginales de Gondwana; concretamente, han sido identificados en los Andes Centrales y en el basamento varisco de Europa Central y de los Alpes. Además, las edades más antiguas procedentes de intersecciones superiores con la curva de concordia en circones de Avalonia, Gondwana y las unidades culminantes sugieren la existencia

de un basamento común, por lo que no puede descartarse la posibilidad de que el evento orogénico registrado en la unidad culminante pueda haberse producido en el dominio Gondwana–Avalonia.

Nuestros datos apoyan, pues, la existencia de límites de placa convergentes en el conjunto Armórica–Avalonia–Océano Rheico, probablemente de corta duración y relacionados con las interacciones entre microplacas, lo que no descarta un régimen general divergente. Realmente, existe muy poco conocimiento acerca de la configuración detallada de las microplacas y de su posición precisa, por lo que probablemente existan más terrenos y arcos de isla acrecionados en los márgenes de Gondwana y de Laurentia de los actualmente identificados.

*

- Abati, J. (1995). *Evolución tectonotermal de las eclogitas de la Unidad de Agualada (Complejo de Ordenes, NW del Macizo Ibérico)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 183 pp.
- Abati, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. y Díaz García, F. (1997). Granates con zonado de crecimiento discontinuo de las eclogitas de la Unidad de Agualada (Complejo de Ordenes, NW del Macizo Ibérico): Implicaciones P-T. *Comunicações XIV Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular*, 15-20.
- Abati, J., Dunning, G. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Martínez Catalán, J.R., y Andonaegui, P. (1999). Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): Evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 165, 213-228.
- Albarede, F. (1976). Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18, 1023-1032.
- Allegret, A. e Iglesias Ponce de León, M. (1987). U-Pb dating of Sisargas orthogneisses (Galicia, NW Spain): new evidence of a Precambrian basement in the northwestern part of the Iberian Peninsula. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Mh.* 8, 355-368.
- Alonso Alonso, J.L. y González González, J.C. (1981). *Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 69 (Santa Comba) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- Alonso Alonso, J.L. y González González, J.C. (1982). *Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 44 (Sisargas-Carballo) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- Anderson, D.E. y Olimpio, J.C. (1977). Progressive homogenization of metamorphic garnets, South Morar, Scotland: evidence for volume diffusion. *Canadian Mineralogist*, 15, 205-216.
- Andonaegui, P., González del Tánago, J., Arenas R., Abati, J., Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F., Peinado, M. (1999). Tectonic setting of the Monte Castelo Gabbro (Ordenes Complex, NW Iberian Massif): evidence for an arc related terrane in the hangingwall to the Variscan suture. *Journal of Conference Abstracts (EUG 10)*, 4, 1, 400.
- Appel, P., Möller, A. y Schenk, V. (1998). High pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African belt of eastern Tanzania: P-T-t evidence against granulite formation by continent collision. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 491-509.
- Arenas, R. (1988). Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico paraautoctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW de España). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 4, 540pp.
- Arenas, R. (1991). Opposite P,T,t paths of Hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their substratum (northwest of the Iberian Massif). *Tectonophysics*, 191, 347-364.
- Arenas, R. y Peinado, M. (1984). Presencia de pillow-lavas en las metavolcanitas submarinas de las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NW de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 105-119.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E. Pablo Maciá, J.G. de y Peinado, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, 2, 87-110.
- Arenas, R. y Martínez Catalán, J.R. (1993). High-temperature metabasites from the Sobrado antiform (Northwest of the Iberian Massif, Spain). A petrologic and field study in a granulite-eclogite transition zone. *Terra Abstracts*, 4, 5, 1.
- Arenas, R., Rubio Pascual, F.J., Díaz García, F. y Martínez Catalán, J.R. (1995). High-pressure microinclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): evidence of subduction and syn-collisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology*, 13, 141-164.
- Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F. y Rubio Pascual, F.J. (1997). P-T evolution of eclogites from the Agualada Unit (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): Implications for crustal subduction. *Lithos*, 40, 221-242.
- Arenas, R., Indares, A. y Martínez Catalán, J.R. (en prep.). Prograde development of corona textures in metagabbros of the Sobrado window (Ordenes Complex, NW Iberian Massif).
- Atherton, M.P. (1968). The variation in garnet, biotite, and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 347-371.
- Azcárraga Cuadra, J. (1998). *Evolución tectónica y metamórfica de los mantos inferiores de grado alto y alta presión del Complejo de Cabo Ortegal*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 346 pp.
- Baba, S. (1998). Proterozoic anticlockwise P-T path of the Lewisian Complex of South Harris, Outer Hebrides, NW Scotland. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 819-841.
- Bachtadse, V., Heller, F. y Kröner, A. (1983). Paleomagnetic investigation in the Hercynian mountain belt of central and western Europe. *Tectonophysics*, 91, 285-299.
- Banno, S. y Sakai C. (1989). Geology and metamorphic evolution of the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. En: J.S. Daly, R.A. Cliff y B.W.D. Yardley,

- Evolution of Metamorphic Belts, *Geological Society of London Special Publication*, 43, pp. 519-532.
- Bellido Mulas, F., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R. y Pablo-Maciá, J.G. de (1987). Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y occidente de Asturias. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 101, 157 pp.
- Bellido, F., Brandle, J.L., Lasala, M. y Reyes, J. (1992). Consideraciones petrológicas y cronológicas sobre las rocas graníticas hercínicas de Galicia. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17, 241-261.
- Ben Jamaa, N. (1988). *Les péridotites de Bay of Islands (Terre Neuve) et de Cap Ortegal (Espagne): Approche pétrostructurale*. Tesis Doctoral Université Paris VII, 245 pp.
- Berman, R.G. (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, 29, 445-522.
- Berman, R.G. (1991). Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: A new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833-855.
- Berman, R.G. y Aranovich, L. Y. (1996). Optimized standard state and solution properties of minerals (I). Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 1-24.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Cornichet, J., Iglesias Ponce de León, M. y Gil Ibarra, J.I. (1985). U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal Complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. *Chemical Geology*, 52, 217-225.
- Bessoles, B. (1977). Géologie de l'Afrique: Le craton ouest-africain. *Bureau Recherche Géologique et Mineire Mem.*, 88.
- Blaise, J. y Bouyx, E. (1980). Les séries cambro-ordoviciennes à Cruziana et le problème de l'extension septentrionale des plate-formes 'perigondwaniennes' durant le Paléozoïque inférieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 291, 793-796.
- Bohlen, S.R. (1987). Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, 95, 617-632.
- Brown, E.H. (1996). High-pressure metamorphism caused by magma loading in Fiordland, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 441-452.
- Caby, R. (1989). Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. En: R.D. Dallmeyer (edit.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, *Geological Society of America Special Paper*, 230, 145-158.
- Capdevila, R. y Vialette, Y. (1965). Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au strontium sur des granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 260, 5081-5083.
- Capdevila, R. y Vialette, Y. (1970). Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice Moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 270, 2527-2530.
- Carlson, W. y Schwarze, E. (1997). Petrological significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: an example from the Llano Uplift. *Journal of metamorphic Geology*, 15, 631-644.
- Castiñeiras, P. (1999). *Evolución tectonotermal de la Serie de Ordenes en la región de Arinteiro (Complejo de Ordenes, NW del Macizo Ibérico)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 210 pp.
- Cawood, P.A., Dunning, G.R., Lux, D. y van Gool, J.A.M. (1994). Timing of peak metamorphism and deformation along the Appalachian margin of Laurentia in Newfoundland: Silurian, not Ordovician. *Geology*, 22, 399-402.
- Cawood, P.A., van Gool, J.A.M. y Dunning, G.R. (1995). Collisional tectonics along the Laurentian margin of the Newfoundland Appalachians. En: J.P. Hibbard, C.R. Van Staal y P.A. Cawood (eds.), *current perspectives in the Appalachian-Caledonian Orogen*, *Geological Association of Canada Special Paper*, 41, pp. 283-301.
- Chakraborty, S. y Ganguly, G. (1990). Compositional zoning and cation diffusion in garnets. En: J. Ganguly (edit.), *Diffusion, atomic ordering and mass transport. Selected problems in geochemistry*, Vol. 8, Springer-Verlag, New York, 567 pp.
- Chakraborty, S. y Ganguly, G. (1992). Cation diffusion in aluminosilicate garnets: Experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 74-86.
- Chen, N.S., Sun, M., You, Z.D., y Malpas, J. (1998). Well-preserved garnet growth zoning in granulite from Dabie Mountains, central China. *Journal of metamorphic Geology*, 16, 213-222.
- Chiarenzelli, J.R. y McLelland, J.M. (1993). Granulite facies metamorphism, palaeoisotherms and disturbance of the U-Pb systematics of zircon in anorogenic plutonic rocks from the Adirondack Highlands. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 59-70.
- Clemens, J.D. (1984). Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos*, 17, 273-287.

- Cocks, L.R.M. y Fortey, R.A. (1990). Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese (eds.), *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*, *Geological Society of London Memoir*, 12, 97-104.
- Cogné, J. (1974). Le Massif Armoricain. En: J. Debelmas (edit.), *Géologie de la France*, vol. 1, Doin, Paris, pp. 105-161.
- Copeland, P., Parrish, R.R. y Harrison, T.M. (1988). Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333, 760-763.
- Corretgé, L.G., Suárez, O. y Galán, G. (1990). West Asturian-Leonese Zone. Igneous Rocks. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 115-128.
- Cygan, R.T. y Lasaga, A.C. (1982). Crystal growth and the formation of chemical zoning in garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 187-200.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R. (1992). Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20, 616-620.
- Dallmeyer, R.D. y Gil Ibarra, J.I. (1990). Age of amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal): implications for early Hercynian orogenesis in the Iberian Massif. *Journal of the Geological Society of London*, 147, 873-878.
- Dallmeyer, R.D., Ribeiro, A. y Marques, F. (1991). Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: Evidence from $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Lithos*, 27, 133-144.
- Dallmeyer, R.D. y Tucker, R.D. (1993). U-Pb zircon age for the Lagoa augen gneiss, Morais Complex, Portugal: tectonic implications. *Journal of the Geological Society of London*, 150, 405-410.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarra, J.I., Gutiérrez-Alonso, G., Farias, P., Aller, J. y Bastida, F. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277, 307-337.
- Damman, A.H. (1989). Hydrothermal orthoamphibole assemblages from the Gasborn area, West Bergslagen, central Sweden. *American Mineralogist*, 74, 573-585.
- Davis, D. W. (1982). Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 2141-2149.
- Davis, G.H. (1980). Structural characteristics of metamorphic complexes. En: M.D. Crittenden Jr., P.J. Coney y G.H. Davis (eds.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, *Journal of the Geological Society of America*, 153, 79-129.
- Davis, G.H. (1987). A shear zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeastern Arizona. En: M.P. Coward, J.F. Dewey y P.L. Hancock (eds.), *Continental Extensional Tectonics Geological Society of London Special Publication*, 28, 247-266.
- Davy, P. y Gillet, P. (1986). The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5, 913-929.
- Dempster, T.J. (1985). Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian type area, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 30-38.
- Díaz García, F. (1990). *La geología del sector occidental del Complejo de Ordenes (Cordillera Hercínica, NW de España)*. Nova Terra, 3, Ediciones O Castro, Coruña, 269 pp.
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J. y Dunning, G.R. (1999a). Tectonic evolution of the Careón ophiolite (NW Spain): A remnant of oceanic lithosphere in the Variscan Belt. *Journal of Geology*, 107, 587-605.
- Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R. y González Cuadra, P. (1999b). Structural and kinematic analysis of the Corredoiras Detachment: Evidence for early Variscan synconvergent extension in the Ordenes Complex, NW Spain. *International Journal of Earth Sciences*, 88, 337-351.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990). Central-Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Structure. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 172-188.
- Divar Rodríguez, J. e Iglesias Ponce de León, M. (1982). *Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 122 (Golada) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. y Topley, C.G. (1990). The Cadomian orogeny in the North Armorican Massif. A brief review. En: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley (eds.), *The Cadomian Orogeny*, *Geological Society of London Special Publication*, 51, 3-12.
- Dunning, G.R., Díaz García, F., Arenas, R. y Martínez Catalán, J.R. (1997). A Lower Devonian Ophiolite in the Allochthonous Complexes of the Iberian Massif (Variscan Belt): U-Pb zircon protolith age from the Careón ophiolite. *Terra Abstracts*, 9-1, 100.
- Dymek, R.F. y Smith, M.S. (1990). Geochemistry and origin of Archean quartz - cordierite gneisses from the Godthabsfjord region, West Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 715-730.
- Enami, M. (1998). Pressure-temperature path of Sambagawa prograde metamorphism deduced

- from grossular zoning of garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 97-106.
- England, P.C. y Thompson A.B. (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25, 894-928.
- England, P.C. y Thompson A.B. (1986). Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. En: M.P. Coward y A.C. Ries (eds.), *Collisional Tectonics, Geological Society of London Special Publication*, 19, 83-94.
- Erambert, M. y Austrheim, H. (1993). The effect of fluid and deformation on zoning and inclusion patterns in poly-metamorphic garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 204-214.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R., y Martínez Catalán, J.R. (1994). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, 117-138.
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquinez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de y Rodríguez Fernández, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias Faculdade de Ciências, Universidade do Porto*, 1, 411-431.
- Faure, F. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, 589 pp.
- Ferry, J.M. (1980). A case study of the amount and distribution of heat and fluid during metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 373-385.
- Fitzsimons, I.C.W. y Harley, S.L. (1994). The influence of retrograde cation exchange on granulite P-T estimates and a convergence technique for the recovery of peak metamorphic conditions. *Journal of Petrology*, 35, 543-576.
- Floyd, P.A. (1965). Metasomatic hornfelses of the Land's End aureole of Tater-du, Cornwall. *Journal of Petrology*, 6, 223-245.
- Fombella Blanco, M.A. (1984). Age palynologique du blastomylonitit Grabben, Zone Occidentale de la Galice. *Rev. Micropaléontol.*, 27, 113-117.
- Fortey, R.A. y Cocks, L.R.M. (1988). Arenig to Llandovery faunal distributions in the Caledonides. En: A.L. Harris y D.J. Fettes (eds.), *The Caledonian-Appalachian Orogen, Geological Society of London Special Publication*, 38, pp. 233-246.
- Franke, W. (1989). Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. En: R.D. Dallmeyer (edit.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens, Geological Society of America Special Paper*, 230, 67-90.
- Frost, B.R. y Chacko, T. (1989). The granulite uncertainty principle. Limitations on thermobarometry in granulites. *Journal of Geology*, 97, 435-450.
- Fuhrman, M.L., Lindsley D.H. (1988). Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73, 201-215.
- Galán, G., y Marcos, A. (1997). Geochemical evolution of high-pressure mafic granulites from the Bacariza formation (Cabo Ortegal complex, NW Spain): an example of a heterogeneous lower crust. *Geologische Rundschau*, 86, 539-555.
- García Casquero, J.L., Boelrijk, N.A.I.M., Chacón, J. y Priem, H.N.A. (1985). Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba Belt, SW Spain. *Geologische Rundschau*, 74, 379-384.
- García Garzón, J. (1987). Datación por el método Rb-Sr de dos muestras de granito de Galicia: granito tipo Padrón y granito tipo Porriño. *Boletín Geológico y Minero de España*, 98, 695-698.
- García Garzón, J. y Locutura, J. (1981). Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro. *Boletín Geológico y Minero de España*, 92, 68-72.
- García Garzón, J., Pablo Maciá, J.G. de y Llamas Borrajo, J.F. (1981). Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb/Sr en dos cuerpos de ortogneises en Galicia Occidental. *Boletín Geológico y Minero de España*, 92, 463-466.
- Gebauer, D. (1993). Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Olla de Sapo augengneisses, bimodal gneisses from the Massif de Guillerries (Girona), graywacke of the Tentudia Group (Serie Negra SW Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *Comunicações XII Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular, Universidade de Evora*, 2, 41-46.
- Gee, D.G. y Sturt, B.A. (1985). The Caledonide Orogen; Scandinavia and related areas, vol. 1. John Wiley & Sons, Chichester, U.K., 619 pp.
- Ghent, E.D. (1976). Plagioclase - garnet - Al_2SiO_5 - quartz, a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, 61, 710-714.
- Ghent, E.D., Stout, M.Z. y Parrish, R.R. (1988). Determination of metamorphic pressure-temperature-time (P-T-t) paths. En: E.G. Nisbet y C.R.M. Fowler (eds.), *Heat, metamorphism and tectonics, Mineralogical association of Canada, Short Course Handbook*, 14, 155-188.
- Gil Ibaguchi, J.I. (1995). Petrology of jadeite-metagranite and associated orthogneiss from the Malpica-Tuy allochthon (Northwest Spain). *European Journal of Mineralogy*, 7, 403-415.

- Gil Ibarguchi, J.I. y Ortega Gironés, E. (1985). Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) Unit, Galicia, Northwest Spain. *Chemical Geology*, 50, 145-162.
- Gil Ibarguchi, J.I. y Arenas, R. (1990). Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the northwest of the Iberian Peninsula. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin. pp. 237-246.
- Gil Ibarguchi, J.I., Mendia, M., Girardeau, J. y Peucat, J.J. (1990). Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). *Lithos*, 25, 133-162.
- Gil Ibarguchi, J.I. y Dallmeyer, R.D. (1991). Hercynian blueschist metamorphism in North Portugal: tectonothermal implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 539-549.
- Girardeau, J., Gil Ibarguchi, J.I. y Ben Jamaa, N. (1989). Evidence for a heterogeneous Upper Mantle in the Cabo Ortegal complex, Spain. *Science*, 245, 1231-1233.
- Girardeau, J. y Gil Ibarguchi, J.I. (1991). Pyroxenite-rich peridotites of the Cabo Ortegal Complex (Northwestern Spain): Evidence for large-scale upper-mantle heterogeneity. *Journal of Petrology*, 32 (Special Iherzolites Issue), 135-154.
- González Cuadra, P., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Abati, J. y Dunning, G. (1999). Polyorogenic evolution of the uppermost unit of the Ordenes Complex (NW Spain). *Journal of Conference Abstracts (EUG 10)*, 4, 34.
- Grant, J.A. (1968). Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite - antophyllite assemblages. *American Journal of Science*, 266, 908-931.
- Harley, S.L. (1984a). An experimental study of partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 359-373.
- Harley, S.L. (1984b). The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ y CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Journal of Petrology*, 25, 665-696.
- Harley, S.L. (1989). The origins of granulites, a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126, 215-247.
- Harrison, T.M., Duncan, I. y McDougall, I. (1985). Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2461-2468.
- Hiroi, Y.; Kishi, S.; Nohara, T.; Sato, K. y Goto, J. (1998). Cretaceous high-temperature rapid loading and unloading in the Abukuma metamorphic terrane, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 67-81.
- Hodges, K.V., Walker, J.D., y Wernicke, B.P. (1987). Footwall structural evolution of Tucki Mountain detachment system, Dead Valley region, southeastern California. En: M.P. Coward, J.F. Dewey y P.L. Hancock (eds.), *Continental Extensional Tectonics, Geological Society of London Special Publication*, 28, 393-408.
- Hoffer, E. y Grant, J.A. (1980). Experimental investigation of the formation of cordierite - orthopyroxene parageneses in pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 15-22.
- Hollister, L.S. (1966). Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1647-1651.
- Hözl, S., Hofmann, A.W., Todt, W. y Köhler, H. (1994). U-Pb geochronology of the Sri Lanka basement. *Precambrian Research*, 66, 123-149.
- Hossack, J.R. y Cooper, M.A. (1986). Collision tectonics in the Scandinavian Caledonides. En: M.P. Coward y A.C. Ries (eds.), *Collision Tectonics, Geological Society Special Publication*, 19, 287-304.
- Hubregtse, J.J.M.V. (1973). High-grade metamorphic rocks of the Mellid area, Galicia, NW Spain. *Leidsche Geologische Mededelingen*, 49, 9-31.
- Hudson N.F.C., y Harte B. (1985). K₂O-poor, aluminous assemblages from the Buchan Dalradian, and the variety of orthoamphibole assemblages in aluminous bulk compositions in the amphibolite facies. *American Journal of Science*, 285, 224-266.
- Indares, A. (1995). Metamorphic interpretation of high-pressure-temperature metapelites with preserved growth zoning in garnet, eastern Grenville province, Canadian shield. *Journal of Metamorphic Geology*, 13, 475-485.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C. y Essling, A.M. (1971). Precision measurement of the half lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical review, Section C: Nuclear physics*, 4, 1889-1906.
- Jiang, J. y Lasaga, A.C. (1990). The effect of post-growth thermal events on growth-zoned garnet: Implications for metamorphic P-T history calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 454-459.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Nabais Conde, L.E. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1: 1,000,000*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. y Nance R.D. (1996). Terrane transfer between eastern Laurentia and western Gondwana in the early Paleozoic: Constraints on global reconstructions. En: R.D.

- Nance y M.D. Thompson (eds.), Avalonian and related Peri-Gondwanan terranes of Circum-North Atlantic, *Geological Society of America Special Paper*, 304, 369-379.
- Klein, E. (1982). *Mapa y memoria explicativa de la hoja Nº 121 (La Estrada) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000 (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- Komatsu, M., Osanai, Y., Toyoshima, T. y Miyashita, S. (1989). Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. En: J.S. Daly, R.A. Cliff y B.W.D. Yardley (eds.), *Evolution of metamorphic belts, Geological Society of London Special Publication*, 43, pp. 487-493.
- Koning, J. (1966). Les types des roches basiques et metabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne). *Leidse Geologische Mededelingen*, 36.
- Krogh, T.E. (1973). A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 37, 485-494.
- Krogh, T.E. (1982). Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 637-649.
- Krogh, T.E. y Keppie, J.D. (1990). Age of detrital zircon and titanite in Meguma Group, southern Nova Scotia, Canada: Clues to the origin of the Meguma Terrane. *Tectonophysics*, 177, 307-323.
- Kuijper, R.P. (1979). U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia, NW Spain. *Verhandeling ZWO Laboratorium voor Isotopen-Geologie, Amsterdam*, 5, 101 pp.
- Kuijper, R.P. (1980). Precambrian U-Pb zircon ages from Western Galicia (NW Spain). *Earth Sciences Review*, 16, 313-316.
- Lancelot, J.R., Allegret, A. e Iglesias-Ponce de León, M. (1985). Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 325-337.
- Lanzirotti, A. y Hanson, G.N. (1996). Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepamaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, 332-340.
- Lasaga, A.C. (1979). Multicomponent exchange and diffusion in silicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 455-469.
- Lasaga, A.C. (1983). Geospeedometry, an extension of geothermometry. En: S.K. Saxena (edit.), *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*, Springer-Verlag, New York, pp. 81-114.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, 1025 – 1052.
- Le Breton, N. y Thompson, A.B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237.
- Lefort, J.P. (1989). *Basement correlation across the North Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, 148 pp.
- Lieberman, J. y Petrakakis, K. (1991). TWEEQU thermobarometry: analysis of uncertainties and applications to granulites from western Alaska and Austria. *Canadian Mineralogist*, 29, 857-887.
- Liñán, E. y Quesada, C. (1990). Ossa-Morena Zone. Stratigraphy. Rift Phase (Cambrian). En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 259-266.
- Lister, G.S., Banga, G. y Feenstra, A. (1984). Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- Lister, G.S. y Davis, G.A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11, 65-94.
- Lotze, F. (1945). Observaciones respecto a los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España*, V, 149-166.
- Maaskant, P. (1970). Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 237-325.
- McKerrow, W.S. y Cocks, L.R.M. (1986). Ocean, island arcs and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes and environments around the Iapetus ocean. *Journal of the Geological Society of London*, 143, 185-191.
- McKerrow, W.S., Dewey, J.F., Scotese, C.F. (1991). The Ordovician and Silurian development of the Iapetus Ocean. *Palaeontology*, 44, 165-178.
- Mac Niocaill, C. y Smethurst, M. (1994). Palaeozoic paleogeography of Laurentia and its margins: a reassessment of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 116, 715-725.
- Mac Niocaill, C., Van der Pluijm, B.A. y Van der Voo, R. (1997). Ordovician paleogeography and the evolution of the Iapetus ocean. *Geology*, 25, 159-162.
- Manhès, G., Minster, J.F., Allègre, C.J., (1978). Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-

- strontium study of the Saint Séverin amphotericite: consequence for early solar system chronology, *Earth and Planetary Science Letters*, 39, 14-24.
- Marcos, A. (1982). Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España). *Breviaria Geologica Astúrica*, año XXVI, 1-2, 1-11.
- Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abh.*, 163, 256-260.
- Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A. y Bastida, F. (1984). Nuevas aportaciones al conocimiento de la evolución tectonometamórfica del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 7, 125-137.
- Marquínez García, J.L. (1984). La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 100, 231 pp.
- Martínez Catalán, J.R. (1990). A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, 179, 253-272.
- Martínez Catalán, J.R., Klein, E., Pablo Maciá, J.G. de, y González Lodeiro, F. (1984). El Complejo de Ordenes: Subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 7, 139-210.
- Martínez Catalán, J.R., Pérez Estaún, A., Bastida, F., Pulgar, J.A. y Marcos, A. (1990). West Asturian-Leonese Zone. Structure. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 103-114.
- Martínez Catalán, J.R. y Arenas, R. (1992). Deformación extensional de las unidades alóctonas superiores de la parte oriental del Complejo de Ordenes (Galicia). *Geogaceta*, 11, 108-111.
- Martínez Catalán, J.R., Hácár Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A. y González Lodeiro, F. (1992). Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81, 545-560.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J. y Marquínez, J. (1996). Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15, 106-121.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J. (1997). Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 27, 1103-1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J. (1999). Allochthonous units in the Variscan Belt of NW Iberia. En: A.K. Sinha (edit.), *Basement Tectonics*, 13, Kluwer Academic Publishers, pp. 65-84.
- Martínez, F.J. y Rolet, J. (1988). Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Iberian península, Brittany and related areas in southwestern Europe. En: A.L. Harris y D.J. Fettes (eds.), *The Caledonian-Appalachian Orogen*, *Geological Society of London Special Publication*, 38, pp. 611-620.
- Matte, P. y Capdevila, R. (1978). Tectonique en grands plis couchés et plissements superposés d'âge hercynien dans la série de Ordenes-Betanzos (Galice Occidentale). *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, 27, 193-201.
- Matte, P. (1986). Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Mattinson, J.M. (1972). Preparation of hydrofluoric, hydrochloric, and nitric acids at ultralow lead levels. *Analytical Chemistry*, 44, vol. 9, 1715-1716.
- Mendia, M.S. (1996). *Petrología de la Unidad Eclogítica del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco. 463 pp.
- Mezger, K., Hanson, G.N. y Bohlen, S.R. (1989). High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high grade terranes. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 106-118.
- Mezger, K., Rawnsley, C.M., Bohlen, S.R. y Hanson, G.N. (1991). U-Pb garnet, titanite, monazite and rutile ages: implications for the duration of high grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mountains, New York. *Journal of Geology*, 99, 415-428.
- Mezger, K. y Krogstad, E.J. (1997). Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 127-140.
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 2, 277-311.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Muncill, G.E. y Chamberlain, C.P. (1988). Crustal cooling rates inferred from homogenization of metamorphic garnets. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 390-396.
- Munhá, J., Ribeiro, A. y Ribeiro, M.L. (1984). Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Trás-os-Montes: NE Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70, 31-53.
- Murphy, J.B. y Keppie, J.D. (1998). Late Devonian palinspastic reconstruction of the Avalon-Meguma terrane boundary: implications for terrane accretion

- and basin development in the Appalachian orogen. *Tectonophysics*, 284, 221-231.
- Neubauer, F. y Von Raumer, J.F. (1993). The Alpine basement – Linkage between Variscides and East Mediterranean mountain belts. En: J.F. Von Raumer y F. Neubauer (eds.), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer, Berlin, pp. 641-663.
- Newton, R.C. y Perkins, D.I. (1982). Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet - plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz. *American Mineralogist*, 67, 203-222.
- Nicolas, A. (1989). *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Ordóñez Casado, B., Gebauer, D., Schäfer, H.J., Gil Ibarra, J.I. y Peucat, J.J. (1996). A single subduction event at ca. 392 Ma for the ultramafic HP-HT-rocks of the Cabo Ortegal Complex. *Geogaceta*, 20, 489-490.
- Osana, Y., Hamamoto, T., Maishima, O. y Kagami, H. (1998). Sapphirine-bearing granulites and related high temperature metamorphic rocks from the Higo metamorphic terrane, west-central Kyushu, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 53-66.
- Oschner, A. (1993). *U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic - Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the Cadomian Orogeny*. Tesis Doctoral, ETH, Zürich. 249 pp.
- Pablo Maciá, J. G. De, y Martínez Catalán, J.R. (1984). Estructura, Petrología y evolución de la región de Sobrado de los Monjes (La Coruña). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 7, 103-124.
- Paris, F. y Robardet, M. (1977). Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bulletin Société Géologique de la France*, 19, 1121-1126.
- Parrish, R.R. (1990). U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 1431-1450.
- Percival J.A., Carmichael D.M. y Heimstaedt, H. (1982). A petrogenetic grid for calcium and alkali-deficient bulk compositions. *Geological Survey of Canada Current Research A 82-1A*, 169-173.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7, 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez Marco, J.C., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1990). West Asturian-Leonese Zone. Stratigraphy. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 92-102.
- Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan Belt of NW Spain. *Tectonophysics*, 191, 243-253.
- Perkins, D. y Newton, R.C. (1981). Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz. *Nature*, 292, 144-146.
- Perkins, D. y Chipera, S.J. (1985). Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry, Refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River Valley. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 69-80.
- Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarra, J.I., Dallmeyer, R.D., Menot, R.P., Cornichet, J. e Iglesias Ponce de León, M. (1990). Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, 177, 263-292.
- Pin, C., Ortega Cuesta, L.A. y Gil Ibarra, J.I. (1992). Mantle-derived, early Paleozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian Massif: Nd isotope and trace-element constraints. *Bulletin Société géologique de la France*, 163, 483-494.
- Platt, J.P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1037-1053.
- Powell, R. y Holland, T.J.B. (1988). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations, 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Verschure, R.H., Hebeda, E.H. y Verdurmen, E.A.T.H. (1970). Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula. *Eclogae Geologicae Helvetica*, 63, 255-274.
- Priem, H.N.A. y Den Tex, E. (1984). Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. *Physics of the Earth and Planets Interior*, 35, 121-130.
- Prigmore, J.K., Butler, J.A. y Woodcock, N.H. (1997). Rifting during separation of Eastern Avalonia from Gondwana: Evidence from subsidence analysis. *Geology*, 25, 203-206.
- Quesada, C. (1990). Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to Cadomian orogenic events. En: R.S. D'Lemos y C.G. Topley (eds.), *The Cadomian Orogeny*, *Geological Society of London Special Publication*, 51, pp. 353-362.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil Ibarra, J.I., Oliveira, J.T., Pérez Estaún, A., Ribeiro, A., Robardet, M. y Silva, J.B. (1991). Terranes within

- the Iberian Massif: Correlations with West African Sequences. En: R.D. Dallmeyer y J.P. Lecorché (eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic correlatives*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 267-293.
- Ramos, V.A. (1988). The tectonics of Central Andes; 30° to 33° S latitude. En: S.P. Clark, B.C. Burchfiel y J. Suppe (eds.), *Processes in continental lithospheric deformation*, *Geological Society of America Special Paper*, 218, 31-54.
- Reche, J. (1994). *El metamorfismo de medio-alto grado de las anfibolitas COR. Aporte de nuevos datos naturales, recopilación de datos empíricos y construcción de un nuevo modelo petrogenético*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona, 446 pp.
- Reinhardt, J. y Kleemann, U. (1994). Extensional unroofing of granulitic lower crust and related low-pressure, high temperature metamorphism in the Saxonian Granulite Massif, Germany. *Tectonophysics*, 238, 71-94.
- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 24, 179 pp.
- Ribeiro, M.L. (1976). Considerações sobre unha ocorrência de crossite em Trás-os-Montes Oriental. *Memórias e Notícias, Universidade de Coimbra*, 82, 1-16.
- Ribeiro, A. y Floor P. (1987). Magmatismo peralcalino no Maciço Hespérico: sua distribuição y significado geodinámico. En: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López-Plaza y M.D. Rodríguez (eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, Madrid, pp. 211-221.
- Ribeiro, A., Pereira, E. y Dias, R. (1990). Central-Iberian Zone. Allochthonous Sequences. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 220-236.
- Ries, A.C. (1979). Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S Brittany and NW Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 89-103.
- Robardet, M. y Gutiérrez Marco, J.C. (1990). Ossa-Morena Zone. Stratigraphy. Passive Margin Phase (Ordovician-Silurian-Devonian). En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 267-272.
- Robinson, P. y Jaffe, H.W. (1969). Chemographic exploration of amphibole assemblages from central Massachusetts and Southwest New Hampshire. *Mineralogical Society of America, Special Paper*, 2, pp. 251-274.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. y Doolan, B. L. (1982). Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. En: D.R. Veblen y P.H. Ribbe (eds.), *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*, *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington D.C., Vol. 9B, 1-228.
- Rodgers, J. (1988). Fourth time-slice: mid-Devonian to Permian synthesis. En: A.L. Harris y D.J. Fettes (eds.), *The Caledonian-Appalachian Orogen*, *Geological Society Special Publication*, 38, pp. 621-626.
- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., Díaz García, F. y González del Tánago, J. (1993a). Metamorfismo eo-hercínico de alta presión y desarrollo de un gradiente metamórfico invertido en los esquistos de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes, NW del Macizo Ibérico). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18, 37-45.
- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R. y Díaz García, F. (1993b). Metapelitas de alta presión de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes, NW del Macizo Ibérico). *Geogaceta*, 13, 101-104.
- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., y Díaz García, F. (1993c). Evolución tectonotermal de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes): un ejemplo de subducción eo-hercínica y descompresión sin-colisional. *Geogaceta*, 14, 105-109.
- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R., y Abati, J. (en preparación). Eclogites and eclogite-amphibolites from the Santiago Unit (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain).
- Sandiford, M. y Powell, R. (1986). Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 151-158.
- Sandiford, M., Oliver, R.L., Mills, K.J. y Allen, R.V.A. (1990). A cordierite - staurolite - moscovite association, east of Springton, Mt. Lofty Ranges. Implications for the metamorphic evolution of the Kanmantoo Group. *Geological Society of Australia Special Publication*, 16, Brisbane, 483-494.
- Santos, J.F., Marques, F.O., Munhá, J.M., Tassinari, C. y Ribeiro, A. (en prep.). Grenville basement rocks in the NW Iberian variscides: Sm-Nd Geochronology of the Bragança CAT (NE Portugal).
- Santos Zalduegui, J.F. (1995). *Geocronología y geoquímica isotópica de diferentes unidades de los complejos alóctonos de Cabo Ortegal y Malpica-Tuy (Noroeste de España)*. Nova Terra, 11, Ediciones O Castro, La Coruña, 177 pp.
- Santos Zalduegui, J.F., Schärer, U. y Gil Ibarguchi, J.I. (1995). Isotope constraints on the age and origin of magmatism and metamorphism in the Malpica-Tuy allochthon, Galicia, NW-Spain. *Chemical Geology*, 121, 91-103.
- Santos Zalduegui, J.F., Schärer, U., Gil Ibarguchi, J.I. y Girardeau, J. (1996). Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal ultramafic complex (NW Spain): U-Pb, Rb-Sr and Pb-Pb isotope data. *Chemical Geology*, 129, 281-304.

- Schäfer, H.J., Gebauer, D., Gil Ibarguchi, J.I. y Peucat, J.J. (1993). Ion-microprobe U-Pb zircon dating on the HP-HT Cabo Ortegal Complex (Galicia, NW Spain): preliminary results. *Terra Abstracts*, 54, 22.
- Schärer, U. (1984). The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages: the Makalu case, Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 191-204.
- Schermerhorn, L.J.G. (1978). Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism at Falun and Orijärvi. *Inst. Min. Metall. Trans. Sect.*, B 87, 162-167.
- Schermerhorn, L.J.G. y Kotsch, S. (1984). First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70, 23-29.
- Schumacher, J.C. (1988). Stratigraphy and geochemistry of the Ammonoosuc Volcanics, central Massachusetts and southwestern New Hampshire. *American Journal of Science*, 288, 619-663.
- Scotese, C.R. y McKerrow, W.S. (1990). Revised world maps: an introduction. En: W.S. McKerrow y C.R. Scotese (eds), *Paleozoic paleogeography and biogeography*, *Geological Society of London Memoir*, 12, 1-21.
- Selkregg, K.R. y Bloss, F.D. (1980). Cordierites: Compositional controls of delta cell parameters and optical properties. *American Mineralogist*, 65, 522-533.
- Sen, S.K. y Bhattacharya, A. (1984). An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 64-71.
- Sengör, A.M.C., Natalin, B.A. y Burtman, V.S. (1993). Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364, 299-307.
- Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.G. y Portugal Ferreira M. (1987). Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. En: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza, y M.D. Rodríguez Alonso (eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, Madrid, pp. 69-86.
- Shiki, T. y Misawa, Y. (1982). Forearc geological structure of the Japanese Islands. En: J.K. Leggett (ed.), *Trench-Forearc geology; sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins*, *Geological Society of London Special Publication*, 10, 63-73.
- Smith, H.A. y Barreiro, B. (1990). Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 602-615.
- Smith, M.S., Dymek, R.F. y Schneiderman, J.S. (1992). Implications of trace element geochemistry for the origin of cordierite - orthoamphibole rocks from Orijärvi, SW Finland. *Journal of Geology*, 100, 545-559.
- Sonder, L.J., England, P.C., Wernicke, B.P. y Christiansen, R.L. (1987). A physical model for Cenozoic extension of western North America. En: M.P. Coward, J.F. Dewey y P.L. Hancock (eds.), *Continental Extensional Tectonics*, *Geological Society of London Special Publication*, 28, 187-201.
- Soper, N.J. (1988). Timing and geometry of collision, terrane accretion and sinistral strike-slip events in the British Caledonides. En: A.L. Harris y D.J. Fettes (eds.), *The Caledonian-Appalachian Orogen*, *Geological Society Special Publication*, 38, pp. 481-492.
- Sorbye, R.C. (1964). Anthophyllite - cordierite gneisses in the basal rock complex of Hagesund peninsula, Western Norway. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 44, 323-340.
- Spear, F.S. (1980). The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont. *American Mineralogist*, 65, 1103-1118.
- Spear, F.S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, 281, 697-734.
- Spear, F.S. (1991). On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 379-388.
- Spear, F.S. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph*, 799 pp.
- Spear, F.S. y Kimball, K.L. (1984). Recamp - A fortran program for estimating Fe^{3+} contents in amphiboles. *Computers & Geosciences*, 10, 317 - 325.
- Spear, F.S. y Rumble, D. III (1986). Pressure, temperature and structural evolution of the Orfordville Belt, west-central New Hampshire. *Journal of Petrology*, 27, 1071-1093.
- Spear, F.S. y Florence, F.P. (1992). Thermobarometry in granulites. Pitfalls and new approaches. *Journal of Precambrian Research*, 55, 209-241.
- Stacey, J.S. y Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Steiger, R.H. y Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Stout, J.H. (1972). Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphibolites from Telemark, Norway. *Journal of Petrology*, 13, 99-145.
- Suárez O., Ruiz, F., Galán, J. y Vargas, I. (1978). Edades Rb-Sr de granitoides del Occidente de

- Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 10, 437-442.
- Tait, J.A., Bachtadse, V. y Soffel, H.C. (1994). Silurian paleogeography of Armorica: new palaeomagnetic data from central Bohemia. *Journal of Geophysical Research*, 99, 2897-2907.
- Tait, J.A., Bachtadse, V. y Soffel, H.C. (1995). Upper Ordovician palaeogeography of the Bohemian Massif: implications for Armorica. *Geophysical Journal International*, 122, 211-218.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W. y Soffel, H.C. (1997). Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau*, 86, 585-598.
- Thompson, A.B. (1976). Mineral reactions in pelitic rocks. 1. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276, 401-424.
- Thompson, A.B., Tracy, R.J., Lyttle, P. y Thompson, J.B. Jr. (1977). Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schist, Vermont. *American Journal of Science*, 277, 1152-1167.
- Tilley, C.E. (1935). Metasomatism associated with greenstone hornfelses of Kenidjack and Botallack, Cornwall. *Mineralogical Magazine*, 24, 181-202.
- Tilley, C.E. y Flett, J.S. (1929). Hornfelses from Kenidjack. *Geological Survey of Great Britain Summaries Prog. part II*, 24-41.
- Todd, C.S. (1998). Limits on the precision of geobarometry at low grossular and anortite content. *American Mineralogist*, 83, 1161-1167.
- Tracy, R.J. (1982). Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Reviews in Mineralogy*, 10, 355-397.
- Tracy, R.J., Robinson, P. y Thompson, A.B. (1976). Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61, 762-775.
- Trench, A., Torsvik, T.H. y McKerrow, W.S. (1992). The palaeogeographic evolution of southern Britain during early Palaeozoic times: A reconciliation of palaeomagnetic and biogeographic evidence. *Tectonophysics*, 201, 75-82.
- Valverde Vaquero, P. y Fernández, F.J. (1996). Edad de enfriamiento U/Pb en rutilos del Gneis de Chímparra (Cabo Ortegal, NO de España). *Geogaceta*, 20, 475-478.
- Valverde Vaquero, P. y Dunning, G.R. (1997). Magmatismo "Sárdico" Arenig en el dominio del Olla de Sapo de la Zona Centro Ibérica: nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. *Publicaciones de la XIV Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular*, 265-270.
- Van Calsteren, P.W.C. y Den Tex E. (1978). An early Paleozoic continental rift system in Galicia (NW Spain). En: I.B. Ramberg y E.R. Newmann (eds.), *Tectonics and Geophysics of continental rifts*, pp. 121-132.
- Van Calsteren, P.W.C., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Tex, E. Den, Verdurmen, E.A.T.H. y Verschure, R.H. (1979). Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic ultramafic complex) in the Hercynian Orogen of NW Spain: manifestations of a presumed Early Paleozoic Mantle-plume. *Chemical Geology*, 24, 35-56.
- Van der Voo, R. (1979). Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. *EOS Trans. American Geophysical Union*, 60, 241.
- Van der Wegen, G. (1978). Garnet-bearing metabasites from the Blastomylonitic Graben, Western Galicia, Spain. *Scripta Geologica*, 45, 1-95.
- Vannier, J.M.C., Siveter, D.J. y Schallreuter, R.E.L. (1989). The composition and palaeogeographical significance of the Ordovician ostracode faunas of southern Britain, Baltoscandia and Ibero-Armorica. *Palaeontology*, 32, 163-222.
- Van Zuuren, A. (1969). Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 45, 1-71.
- Vogel, D.E. (1967). Petrology of an eclogite - and pyrigarnite- bearing polymetamorphic rock Complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 40, 121-213.
- Von Raumer, J.F. y Neubauer, F. (1993). Late Precambrian and Paleozoic evolution of the Alpine basement - An overview. En: J.F. Von Raumer y F. Neubauer (eds.), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer, Berlin, pp. 625-639.
- Wallis, S., Banno, S. y Komatsu, M. (1998). Introduction. Mid to deep crustal processes in the island arc setting: the metamorphic belts of Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 1-2.
- Warnaars, F.W. (1967). *Petrology of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)*. Ph.D. thesis, University of Leiden, Holland, 208 pp.
- Wells, P.R.A. (1979). Chemical and thermal evolution of Archean sialic crust, southern West Greenland. *Journal of Petrology*, 20, 187-286.
- Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291, 645-648.

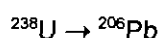
- Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108-125.
- Wetherill, G.W. (1956). Discordant uranium-lead ages. *Transactions American Geophysical Union*, 37, 320-326.
- Wetherill, G.W. (1963). Discordant uranium-lead ages – Pt. 2, Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *Journal of Geophysical Research*, 68, 2957-2965.
- Wetherill, G.W. (1966). Radioactive decay constants and energies. En: S.E. Clarke, Jr. (edit.), *Handbook of Physical constants*, 514-519.
- Winchester, J.A. y Van Staal C.R. (1995). Volcanic and sedimentary terrane correlation between Dunnage and Gander zones of the Canadian Appalachians and the British Caledonides reviewed. En: J.P. Hibbard, C.R. Van Staal y P.A. Cawood (edits.), current perspectives in the Appalachian-Caledonian Orogen, *Geological Association of Canada Special Paper*, 41, pp. 95-114.
- Yardley, B.W.D. (1977). An empirical study of diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 62, 793-800.
- Yardley, B.W.D. (1989). An introduction to metamorphic petrology. Longman, Harlow, 248 pp.

Apéndice 1

Técnicas analíticas U-Pb

A1. Principios teóricos básicos

La desintegración radioactiva de los isótopos de U y Th en isótopos estables de Pb constituye la base de varios métodos de datación de muestras geológicas. El más utilizado actualmente es el método isotópico U-Pb, también llamado U-Pb convencional. Los dos isótopos radioactivos de U que nos interesan para este método se desintegran en distintos isótopos de Pb:



Realmente, cada uno de los isótopos padre

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{\lambda_2 t} - 1)$$

donde:

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = relaciones isotópicas de Pb en el mineral en el momento del análisis,

$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ = relaciones isotópicas iniciales del Pb incorporado en el mineral en el momento de su formación,

$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ = relaciones isotópicas del mineral en el momento del análisis,

λ_1, λ_2 = constantes de desintegración del ^{238}U y el ^{235}U ,

t = tiempo transcurrido desde que el mineral se ha comportado como un sistema cerrado para el U, el Pb y todos los isótopos radiogénicos intermedios.

La solución de estas ecuaciones proporciona dos edades independientes, basadas en dos series de desintegración separadas. Cuando las edades son iguales se dice que el sistema es concordante, y representan entonces la edad

no se desintegra directamente a un isótopo de Pb, sino que constituyen el inicio de dos cadenas de desintegración independientes, relativamente complejas y con varios isótopos intermedios (Fig. A1). Puede demostrarse que desde el punto de vista del análisis matemático es posible tratar estas cadenas de desintegración como si ésta se produjese directamente desde el isótopo padre radioactivo hasta el isótopo radiogénico estable (Wetherill, 1966). Por ello, la acumulación de Pb radiogénico en la red cristalina de los minerales ricos en U puede describirse por medio de las ecuaciones de desintegración conocidas:

del mineral, siempre que se cumplan una serie de condiciones (Faure, 1986):

1) El mineral se ha comportado como un sistema cerrado para el U, el Pb y todos los elementos radiogénicos intermedios a lo largo de su historia.

2) Se han utilizado los valores correctos para las relaciones isotópicas iniciales del Pb.

3) Las constantes de desintegración se conocen con exactitud.

4) La composición isotópica del U es normal y no ha sido modificada por fraccionación isotópica o por la desintegración natural provocada por la fisión del ^{235}U .

5) los resultados analíticos son precisos y libres de errores sistemáticos.

El diagrama concordia

El método U-Pb presenta la ventaja de contar con dos sistemas de desintegración

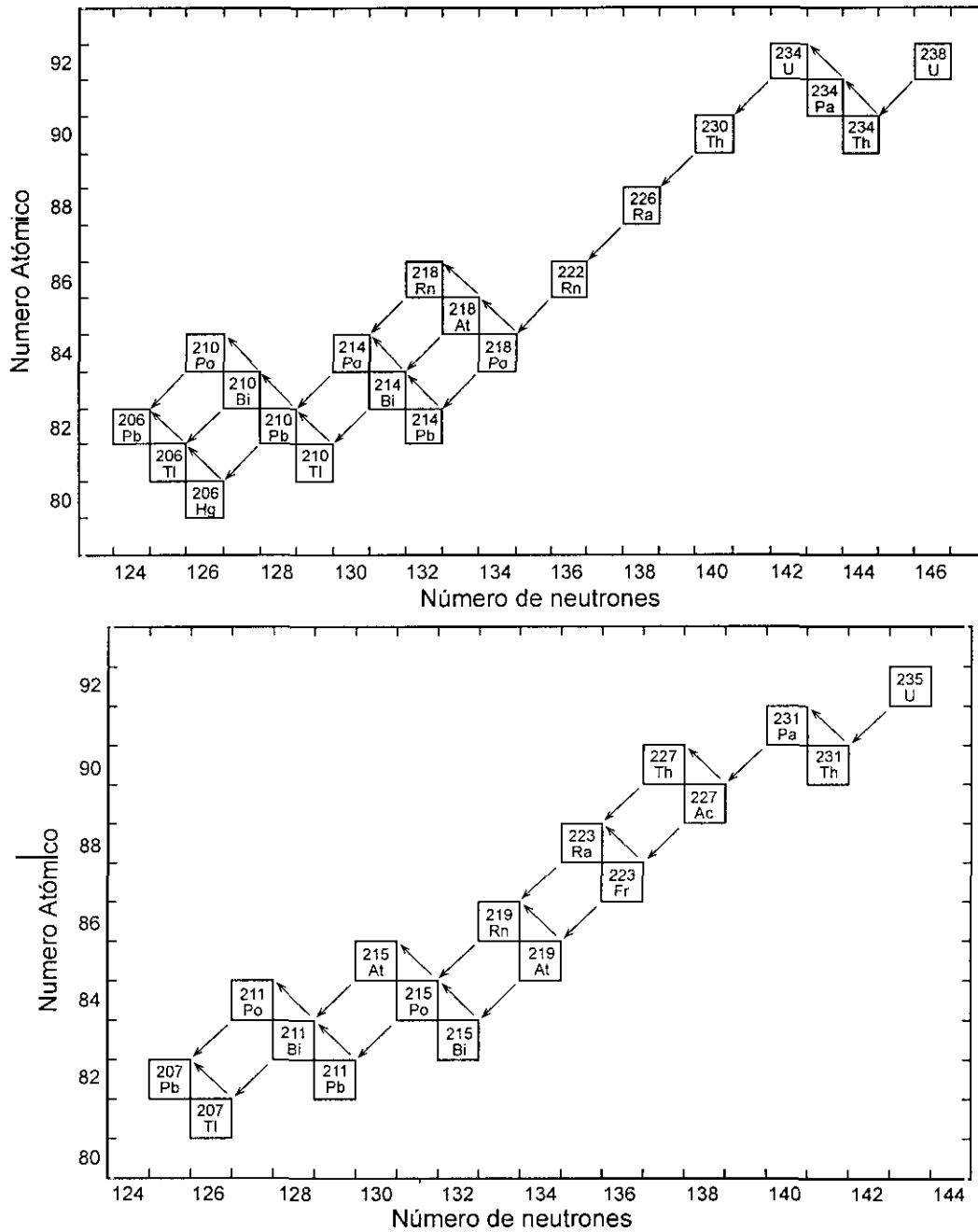


Figura A1. Cadenas de desintegración del ^{238}U y del ^{235}U a isótopos estables de Pb

independientes. Esto permite soslayar en gran parte el problema del cálculo del Pb inicial que existía en la red del mineral cuando cristalizó, y en muchas ocasiones también permite interpretar edades discordantes (Wetherill, 1956, 1963). En este diagrama se enfrentan las ecuaciones de desintegración del ^{238}U y el ^{235}U , reescritas en la forma:

$$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* = e^{\lambda_1 t} - 1$$

donde:

$$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* = ((^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i) / (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_i$$

y de forma análoga:

$$(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^* = e^{\lambda_2 t} - 1.$$

Estas ecuaciones pueden utilizarse para calcular conjuntos de relaciones isotópicas

$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^*$ y $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^*$ compatibles para valores específicos de t . El resultado es una curva, denominada curva de concordia, que representa el lugar donde todos los sistemas U-Pb tienen edades concordantes. Cuando un análisis U-Pb se proyecta sobre la curva de concordia resulta muy probable que se cumplan las condiciones anteriormente mencionadas, y que represente entonces la edad del mineral. Cuando las edades son discordantes, su proyección en este diagrama permite interpretar generalmente la causa de la discordancia, y si varios análisis se alinean, la intersección de la línea de regresión con la curva de concordia proporciona muchas veces la edad del mineral y en ocasiones la edad de algún evento térmico posterior a su cristalización, que haya producido una pérdida de Pb. La interpretación de edades discordantes es una materia que puede resultar compleja, y no será tratada en este resumen, puesto que la casi totalidad de los análisis presentados en esta memoria resultan concordantes. Para los principios fundamentales se recomienda consultar a Faure (1986).

A2. Método analítico utilizado en el Laboratorio de Geocronología de la Memorial University of Newfoundland (Canada)

El procedimiento para analizar los isótopos de U y Pb de un mineral puede dividirse en tres etapas: 1) separación de los minerales de interés, 2) disolución de su red cristalina y tratamiento químico para la separación del U y el Pb, 3) análisis en el espectrómetro de masas. Una descripción más detallada de un método de trabajo similar al aquí empleado puede encontrarse, por ejemplo, en Santos Zalduegui (1995).

A.2.1 Separación de los minerales

Se han separado circones, monacitas y rutilos. El primer paso consiste en pulverizar la

muestra de roca. Para ello se utiliza primero una trituradora de mandíbulas, que reduce la roca a fragmentos de un tamaño medio de unos 5 cm, y posteriormente se pulveriza en un molino de discos metálicos. El polvo resultante se hace pasar a través de una mesa vibradora o mesa "wilfley", que proporciona una primera separación entre una fracción pesada y una ligera. Todos los minerales de interés geocronológico tienen una densidad elevada, por lo que se acumulan en la fracción pesada. Después de filtrar la muestra con un tamiz de 70 mesh, se eliminan las impurezas metálicas procedentes de las piezas de las máquinas de machaqueo haciendo pasar poco a poco la muestra en caída libre frente a un potente imán.

Una segunda separación entre una fracción pesada y otra ligera se consigue con la ayuda de líquidos densos. En este caso se empleó yoduro de metileno, que tiene una densidad de 3.2 g/c.c. La siguiente separación se realiza en función de la susceptibilidad magnética de los minerales, mediante un separador isodinámico de tipo Frantz. Combinando la inclinación del brazo del separador y el amperaje del electroimán se separan distintas fracciones (Fig. A2). Los circones de mejor calidad se concentran en la fracción no magnética (1.7 A, 25° de inclinación del brazo y 0° de inclinación lateral), los rutilos en las mismas condiciones y 5° de inclinación lateral, y las monacitas a 1.0 A, y 10° de inclinación lateral.

Por último, se seleccionan manualmente bajo un microscopio binocular, y con la ayuda de unas pinzas de joyero, los cristales de mejor calidad en función de su morfología, color, transparencia y cantidad de grietas e inclusiones.

La mayor parte de las fracciones así obtenidas se desbastaron en una corriente de aire comprimido, en un intento de minimizar la

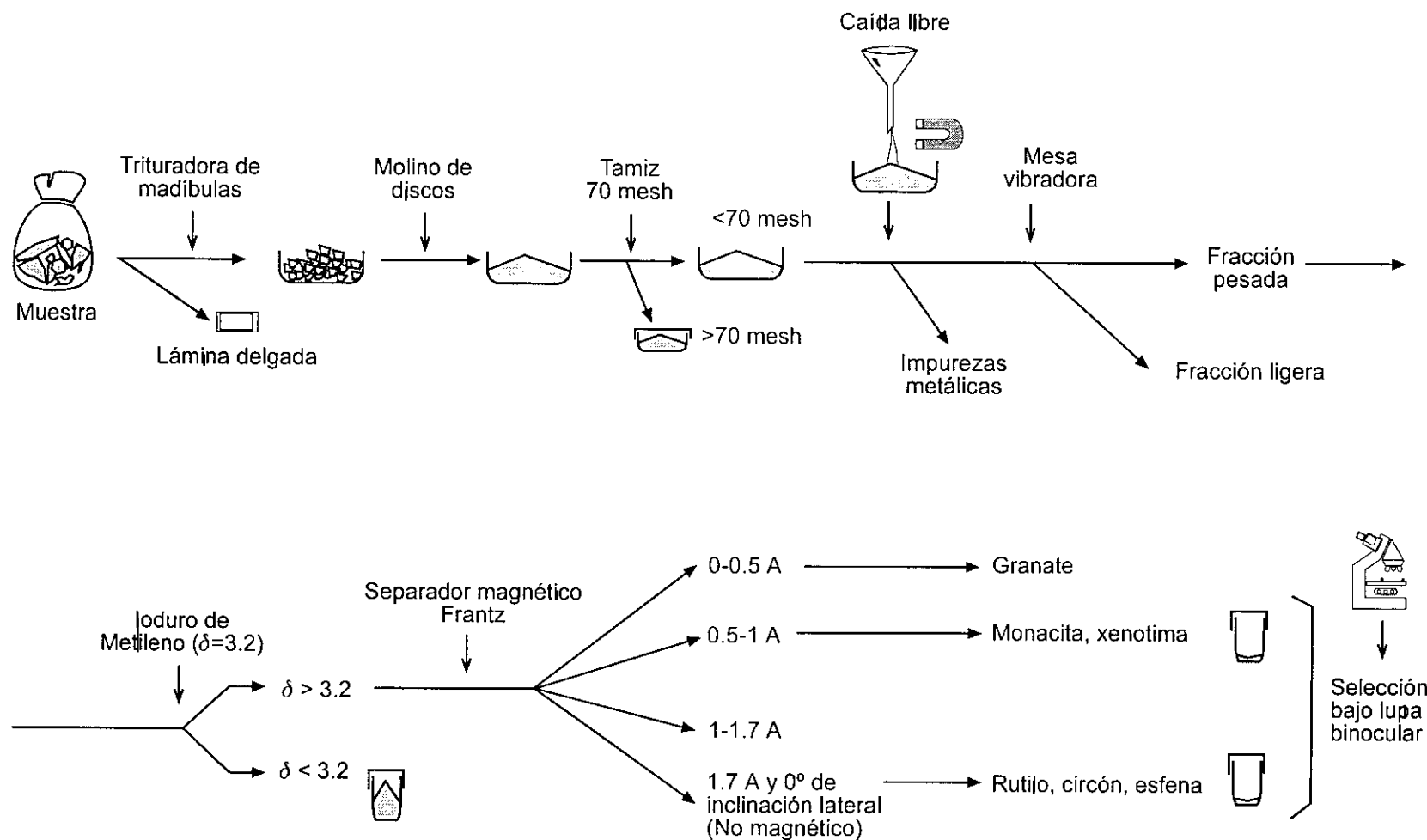


Figura A2. Esquema donde se representa el método utilizado para separar los minerales.

posible pérdida de Pb (Krogh, 1982), excepto las muy pequeñas o delicadas que se detallan en la tabla 6.1. En el caso de los circones se utilizó además pirita para amortiguar los choques entre los cristales.

A.2.2 Disolución y tratamiento químico para la separación del U y el Pb

Todos los reactivos empleados en el laboratorio necesitan ser de gran pureza y con niveles de contaminación de Pb y U mínimos. Para obtener este grado de pureza en el agua, la acetona y los ácidos necesarios se parte de productos muy puros proporcionados por casas comerciales, y se destilan dos veces con una evaporación subebullición, siguiendo un método similar al de Mattinson (1972). El sistema consiste en dos botellas de Teflón FEP de 1000 ml conectadas en ángulo recto por un bloque de Teflón TFE. Con una lámpara de infrarrojos se calienta la botella de alimentación por encima del nivel del líquido y protegida con una lámina de papel de aluminio, de modo que no llegue al punto de ebullición. La botella receptora se refrigera en una corriente de agua, para que se produzca la condensación del vapor generado.

Circón

Los circones se depositaron en un vaso de precipitados pequeño y se lavaron con HNO_3 , H_2O doblemente destilada ($\times 2 \text{ H}_2\text{O}$) y acetona, llenando hasta la mitad el vaso con cada reactivo y sumergiendo su parte inferior en un baño ultrasónico durante unos segundos. Después se procede a su pesado en una microbalanza de 7 dígitos. A partir de este momento se requieren condiciones de laboratorio ultralimpias, que incluyen el trabajo en salas con aire acondicionado filtrado y en el interior de campanas con flujo laminar doble hacia el exterior.

Las muestras se cargaron en bombas de disolución de Teflón de tipo Krogh, añadiéndose 25 gotas de HF, una gota de HNO_3 y el "spike". Éste consiste en un trazador isotópico mixto con una relación conocida $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, y se añade una cantidad variable en función del peso de la muestra y de una estimación "a priori" de su concentración de U, de acuerdo con la experiencia de muestras anteriores, buscando una relación $^{207}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$ próxima a 2, que es la óptima para el análisis en el espectrómetro. Las bombas se sellaron con camisas de acero inoxidable y se dejaron en un horno a 210°C durante 5 días.

Una vez disueltos los minerales se procede a la separación del U y el Pb mediante química de intercambio iónico, siguiendo un método modificado de Krogh (1973). Las diferencias principales están en que las columnas de intercambio son más pequeñas, y en que se utiliza aproximadamente una décima parte del volumen de los reactivos que se empleaban en 1973. Las columnas, contruidas con Teflón termorretráctil, se rellenan con resina tipo DOWEX AG1-X8, y se utilizan como reactivos $\times 2 \text{ H}_2\text{O}$, 6.2 N HCl y 3.1 N HCl. En un primer paso se limpia la resina y la columna haciendo pasar a través de ella 15 gotas de $\times 2 \text{ H}_2\text{O}$ y 15 gotas de 6.2 N HCl alternativamente, un total de 12 veces. Posteriormente se acondiciona la columna con 16 gotas de 3.1 N HCl, y se carga la muestra. Haciendo pasar a través de la columna con la muestra ya cargada distintas cantidades (unas pocas gotas) de 3.1 N HCl, 6.2 N HCl y $\times 2 \text{ H}_2\text{O}$ se van eluyendo los distintos elementos químicos que componen el mineral, recogiendo el U y el Pb en un mismo vaso y rechazando los demás, según el esquema mostrado en la Fig. A3. Las columnas han de calibrarse para conocer el volumen exacto de reactivos que hay que añadir a través de la columna para que se produzca el lavado del Pb y el U. Finalmente se añade 1 gota

QUÍMICA DE INTERCAMBIO IÓNICO EN COLUMNAS (Monacita, Esfena, Rutilo, Pb común)

QUÍMICA DE INTERCAMBIO IÓNICO EN COLUMNAS (Monacita, Esfena, Rutilo, Pb común)				
Descripción del procedimiento	Recipiente de recogida	Reactivo	Cantidad	Chequeo
1. Limpieza de las columnas y la resina	Desecho	x2 H ₂ O	Llena	___
	Desecho	6.2N HCl	Llena	___
	Desecho	x2 H ₂ O	Llena	___
	Desecho	6.2N HCl	Llena	___
	Desecho	x2 H ₂ O	Llena	___
	Desecho	6.2N HCl	Llena	___
2. Acondicionamiento de las columnas	Desecho	3.1N HCl	1/3 Vol. Col.	___
3. Carga de la muestra en las columnas	Desecho	3.1N HCl	30 gotas	___
4. Lavado del circón	Desecho	3.1N HCl	5 gotas	___
		3.1N HCl	5 gotas	___
		3.1N HCl	5 gotas	___
		3.1N HCl	1/3 Vol. Col.	___
5. Elución del U	Recogida de U	HBr	1/2 Vol. Col.	___
6. Eliminación del HBr	Recogida de U	3.1N HCl	20 gotas	___
		3.1N HCl	20 gotas	___
		3.1N HCl	20 gotas	___
Evaporar hasta una pequeña gota en una placa caliente, asegurándose de que no se queme (tarda varias horas). Entonces, añadir 50 gotas de 6.2N HCl y poner en baño ultrasónico durante 10 segundos.				
7. Elución del Pb	Recogida de Pb	6.2N HCl	1/3 Vol. Col.	___
Cubrir con parafilm y esperar al día siguiente				
8. Limpieza de las columnas	Desecho	x2 H ₂ O	Llena	___
9. Acondicionamiento de las columnas	Desecho	6.2N HCl	1/3 Vol. Col.	___
10. Recarga del U en las columnas	Desecho	6.2N HCl	1/3 Vol. Col.	___
11. Lavado del U	Desecho	6.2N HCl	20 gotas	___
		8N HNO ₃	1/2 Vol. Col.	___
		6.2N HCl	20 gotas	___
		6.2N HCl	1/2 Vol. Col.	___
12. Elución del U	Recogida de Pb	x2 H ₂ O	1/3 Vol. Col.	___
13. Adición de H ₃ PO ₄	Recogida de Pb	H ₃ PO ₄	1-2 gotas	___
Dejar evaporar en placa caliente hasta una pequeña gota				

(Leyenda en la siguiente página)

QUÍMICA DE INTERCAMBIO IÓNICO EN COLUMNAS (CIRCÓN)				
Descripción del procedimiento	Recipiente de recogida	Reactivo	Cantidad	Chequeo
1. Limpieza de las columnas y la resina	Desecho	x2 H ₂ O	15 gotas	— —
	Desecho	6.2N HCl	15 gotas	— —
	Desecho	x2 H ₂ O	15 gotas	— —
	Desecho	6.2N HCl	15 gotas	— —
	Desecho	x2 H ₂ O	15 gotas	— —
	Desecho	6.2N HCl	15 gotas	— —
2. Acondicionamiento de las columnas	Desecho	3.1N HCl	16 gotas	— —
3. Carga de la muestra en las columnas	Desecho	3.1N HCl	10 gotas	—
4. Lavado del circón	Desecho	3.1N HCl	2 gotas	—
		3.1N HCl	2 gotas	—
		3.1N HCl	2 gotas	—
		3.1N HCl	10 gotas	—
5. Elución del Pb	Muestra	6.2N HCl	10 gotas	—
			15 gotas	—
6. Lavado del U	Muestra	x2 H ₂ O	10 gotas	—
			20 gotas	—
7. Adición de H ₃ PO ₄	Muestra	H ₃ PO ₄	1 gota	—

Figura A3. Esquema del procedimiento seguido para la separación del U y el Pb en columnas de intercambio iónico.

de H₃PO₄ ultrapuro a la disolución y se evapora hasta que queda una única gota.

Monacita y rutilo

El rutilo se disuelve de forma análoga al circón. La disolución de las monacitas se realiza, en cambio, con 50 gotas de 6.2 N HCl en una bomba de Savillex®, que se sitúa en una placa caliente durante al menos 24 h.

La química de intercambio iónico es diferente, y se ha utilizado una variación del método propuesto por Manhès *et al.* (1978). Se utilizan columnas algo mayores y la elución del Pb se produce con ayuda de HBr (Fig. A3).

A.2.3 Análisis en el espectrómetro de masas

El U y el Pb se depositan juntos en un filamento de Re desgasificado. Para ello se mezcla la gota de muestra que contiene el U y

el Pb separados en el proceso anterior con gel de sílice y H₃PO₄ diluido, y se deposita sobre el filamento, que se calienta hasta la completa evaporación de la gota.

El aparato utilizado para los análisis isotópicos fue un espectrómetro de masas de ionización térmica Finnigan-MAT 262 equipado con cuatro copas de Faraday y un contador de iones. Las copas de Faraday se calibran con estándares NBS 981 varias veces al día, y el sistema contador de iones se calibra contra una copa de Faraday midiendo una relación conocida.

El Pb fue medido en modo estático en las copas de Faraday, excepto el ²⁰⁴Pb, que se midió en el contador de iones. El U se midió en modo estático con colección Faraday doble.

La medición de las relaciones isotópicas se realizó de forma repetida en el rango de 1400 a 1550 °C para el Pb y de 1550 a 1640 °C para el

U, y los mejores conjuntos de datos se combinaron para obtener los valores medios para cada relación.

A.3 Correcciones, errores y constantes usadas

Los valores medidos se corrigieron para una fraccionación de U y Pb de 0.1 % u.m.a., de acuerdo con lo que se ha determinado a partir de mediciones repetidas de estándares NBS. También se corrigen para la contaminación introducida en el procedimiento del laboratorio, que resulta de unos 2-10 pg de Pb y 1-2 pg de U. Otra corrección es la que se realiza para el efecto del Pb común, utilizando para ello un Pb de la composición predicha por el modelo de Stacey y Kramers (1975) para la edad de la muestra, que se resta a la cantidad de Pb común que supera el nivel de contaminación del laboratorio.

Las incertidumbres en las edades y relaciones isotópicas se calcularon mediante un programa

no publicado del Royal Ontario Museum, y corresponden a errores absolutos 2σ . Las fuentes de incertidumbre consideradas incluyen la incertidumbre en las mediciones de relaciones isotópicas en el espectrómetro, asignando un 80% al fraccionamiento de U y Pb, un 50% a la cantidad de contaminación de U y Pb, y un 4% a la composición isotópica del Pb usada para restar el Pb común presente que supera el nivel de contaminación del laboratorio.

Las líneas de regresión se calcularon usando el programa de Davis (1982), con datos individuales en los que se consideran las incertidumbres 2σ , y las incertidumbres en la edad de intersección con un intervalo de confianza del 95%.

Las edades se calcularon usando las constantes de desintegración recomendadas por Jaffey *et al.* (1971).

Apéndice 2

Análisis de minerales

La mayor parte de los análisis de minerales se han realizado en el Centro de Microscopía Electrónica "Luis Brú", perteneciente a la Universidad Complutense de Madrid, y los restantes en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. El Centro de Microscopía de la U.C.M. está equipado con una microsonda de electrones Jeol Superprobe JXA-8900 M con cuatro espectrómetros. Los patrones de óxidos y silicatos necesarios para la analítica han sido cedidos al Departamento de Petrología y Geoquímica (Facultad de Ciencias Geológicas, U.C.M.) por el Smithsonian Institute de Washington, excepto algunos que se han adquirido a la Universidad de Harvard y a varias casas comerciales de reconocida solvencia. La microsonda de la Universidad de Oviedo es una Camebax con características similares a la anterior. Las condiciones rutinarias de trabajo en ambas máquinas son:

- Tiempo de integración: 10 s
- Potencial de aceleración: 15 Kv
- Corriente del haz: 20 nA
- Diámetro del haz: 2 - 5 μ

Aunque para la termobarometría se han utilizado composiciones de minerales en las que se considera que todo el Fe corresponde a Fe^{2+} y las proporciones catiónicas se han calculado con el programa CMP (que forma parte del "software" TWQ; Berman, 1991), en las tablas se ha incluido una estimación del Fe^{3+} , necesaria para el estudio mineraloquímico y, en ocasiones, para la propia clasificación de los minerales. El cálculo del Fe^{3+} se ha realizado por balance de cargas, ajustando los cationes a un número fijo de acuerdo con la fórmula teórica del mineral. Para ello se ha empleado la hoja de cálculo Microsoft Excel.

Tabla A1: Granates de las granulitas básicas.

Muestra:		95637: Puntos seleccionados del perfil mostrado en la figura 4.1 A																		
zona de borde									zona central								zona de borde			
x (µm):	0	10	20	30	68	100	150	223	796	910	1250	1295	1350	1450	1523	1582	2385	2471	2511	
SiO ₂	37,07	37,27	37,31	36,80	37,46	37,63	37,36	37,26	37,17	37,46	37,54	37,44	37,66	37,63	37,38	37,51	37,72	38,22	38,47	
Al ₂ O ₃	22,59	22,55	22,33	22,18	21,88	21,82	21,72	21,83	21,73	21,82	21,59	21,55	21,58	21,45	21,69	21,72	21,67	21,63	21,31	
FeO	22,82	24,51	25,88	26,52	27,29	27,74	28,04	28,24	28,93	29,24	28,51	28,84	29,19	29,01	28,47	29,04	27,43	27,10	24,78	
MnO	1,15	1,24	1,36	1,44	1,64	1,70	1,49	1,71	1,82	1,69	1,81	1,77	1,70	1,72	1,65	1,67	1,69	1,45	1,15	
MgO	5,15	4,41	4,28	4,51	4,64	4,58	4,63	4,90	5,13	5,11	5,08	5,14	5,19	5,12	5,15	5,16	4,59	4,52	3,61	
CaO	10,49	10,31	9,25	8,14	6,69	6,05	5,84	4,86	4,20	4,20	4,26	4,19	4,16	4,24	4,19	4,26	5,68	6,76	10,07	
Na ₂ O	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TiO ₂	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,02	0,04	0,31	0,08	0,01	0,07	0,08	0,11	0,02	0,12	0,10	0,06	0,00	0,05	
NiO	0,16	0,02	0,09	0,02	0,00	0,00	0,11	0,00	0,01	0,02	0,18	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	0,04	0,06	0,04	0,02	0,03	0,01	0,04	0,00	0,04	0,01	
Total	99,47	100,39	100,51	99,64	99,66	99,58	99,25	99,17	99,08	99,61	99,12	99,07	99,67	99,27	98,65	99,53	98,84	99,74	99,45	
Cationes ajustados a 8																				
Si	2,883	2,892	2,903	2,890	2,950	2,971	2,960	2,956	2,951	2,960	2,980	2,974	2,973	2,984	2,979	2,964	3,000	3,008	3,032	
Al ^{IV}	0,117	0,108	0,097	0,110	0,050	0,029	0,040	0,044	0,049	0,040	0,020	0,026	0,027	0,016	0,021	0,036	0,000	0,000	0,000	
Al ^{VI}	1,954	1,954	1,951	1,944	1,981	2,001	1,989	1,997	1,985	1,991	1,999	1,991	1,980	1,988	2,015	1,988	2,031	2,006	1,979	
Fe ³⁺	0,168	0,145	0,148	0,169	0,063	0,024	0,045	0,009	0,055	0,047	0,013	0,025	0,041	0,026	0,000	0,037	0,000	0,000	0,000	
Fe ²⁺	1,316	1,446	1,536	1,573	1,734	1,807	1,813	1,865	1,866	1,885	1,880	1,890	1,886	1,897	1,897	1,882	1,824	1,783	1,633	
Mn	0,075	0,082	0,089	0,096	0,109	0,113	0,100	0,115	0,122	0,113	0,122	0,119	0,114	0,116	0,111	0,112	0,114	0,097	0,077	
Mg	0,597	0,510	0,496	0,528	0,545	0,539	0,547	0,579	0,608	0,602	0,601	0,609	0,610	0,606	0,612	0,608	0,544	0,530	0,424	
Ca	0,874	0,857	0,771	0,685	0,565	0,512	0,496	0,413	0,358	0,356	0,362	0,356	0,352	0,360	0,358	0,361	0,484	0,570	0,851	
Na	0,003	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,004	0,000	0,008	0,002	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	
K	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ti	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,001	0,002	0,018	0,005	0,000	0,004	0,005	0,006	0,001	0,007	0,006	0,003	0,000	0,003	
Ni	0,010	0,001	0,005	0,001	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,012	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,003	0,000	0,003	0,004	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,000	0,002	0,001	
XAlm	0,490	0,523	0,554	0,571	0,596	0,611	0,619	0,628	0,639	0,643	0,636	0,639	0,642	0,640	0,637	0,640	0,615	0,598	0,547	
XPrp	0,197	0,168	0,163	0,173	0,181	0,180	0,182	0,194	0,202	0,201	0,202	0,203	0,203	0,202	0,206	0,203	0,184	0,178	0,142	
Xgrs	0,288	0,282	0,254	0,225	0,187	0,171	0,165	0,139	0,119	0,119	0,122	0,119	0,117	0,120	0,120	0,120	0,163	0,191	0,285	
XSps	0,025	0,027	0,029	0,031	0,036	0,038	0,033	0,039	0,041	0,038	0,041	0,040	0,038	0,039	0,037	0,037	0,038	0,033	0,026	
Fe/(Fe+Mg)	0,713	0,757	0,772	0,767	0,767	0,773	0,773	0,764	0,760	0,762	0,759	0,759	0,759	0,761	0,756	0,759	0,770	0,771	0,794	

Tabla A1 (continuación): Granates de las granulitas básicas.

Muestra:		95637: Semiperfil mostrado en la figura 4.1 B																		
		zona de borde										zona central								
x (µm):		0	13	27	55	82	118	181	226	285	383	456	536	763	820	905	1223	1332	1468	1575
SiO ₂		39,12	38,96	39,04	38,49	38,01	38,54	37,59	37,89	38,23	37,94	38,06	38,35	37,77	38,09	38,03	38,44	37,54	37,86	37,80
Al ₂ O ₃		22,50	22,42	22,24	21,84	21,66	21,72	22,13	21,62	21,98	21,63	21,77	21,80	21,51	21,99	21,71	21,73	22,18	22,01	21,85
FeO		24,37	25,35	27,13	27,54	27,71	28,17	28,64	29,51	28,80	29,26	29,26	29,47	29,06	29,22	29,24	29,37	28,95	28,70	29,04
MnO		1,17	1,24	1,41	1,44	1,44	1,46	1,47	1,47	1,49	1,50	1,54	1,47	1,54	1,60	1,54	1,49	1,51	1,43	1,53
MgO		4,01	4,20	4,77	4,84	5,01	5,03	4,99	5,11	5,09	5,27	5,26	5,17	5,23	5,23	5,19	5,19	5,40	5,25	5,27
CaO		8,71	7,80	5,88	5,45	4,72	4,69	4,19	4,09	3,85	3,72	3,58	3,58	3,45	3,47	3,37	3,48	3,94	3,73	3,55
Na ₂ O		0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,04	0,00
K ₂ O		0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂		0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,07	0,05	0,02	0,00	0,02	0,04	0,08	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,00	0,09
NiO		0,02	0,06	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,05	0,06	0,00	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃		0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,07
Total		99,93	100,02	100,66	99,65	98,59	99,71	99,11	99,84	99,49	99,45	99,56	99,96	98,67	99,63	99,26	99,86	99,65	99,06	99,21
Cationes ajustados a 8																				
Si		3,057	3,047	3,040	3,031	3,026	3,037	2,981	2,989	3,021	3,000	3,007	3,020	3,012	3,007	3,015	3,031	2,957	3,001	2,996
Al ^{IV}		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,043	0,000	0,004
Al ^{VI}		2,071	2,066	2,041	2,027	2,032	2,017	2,048	1,998	2,047	2,016	2,027	2,023	2,022	2,046	2,029	2,019	2,016	2,055	2,037
Fe ³⁺		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000
Fe ²⁺		1,592	1,658	1,767	1,814	1,844	1,856	1,899	1,932	1,903	1,935	1,934	1,941	1,938	1,929	1,938	1,936	1,881	1,902	1,925
Mn		0,077	0,082	0,093	0,096	0,097	0,097	0,099	0,098	0,100	0,101	0,103	0,098	0,104	0,107	0,103	0,100	0,101	0,096	0,102
Mg		0,467	0,489	0,553	0,568	0,595	0,591	0,590	0,600	0,600	0,621	0,620	0,607	0,622	0,615	0,614	0,610	0,634	0,620	0,623
Ca		0,729	0,654	0,490	0,460	0,402	0,396	0,356	0,346	0,326	0,315	0,303	0,302	0,295	0,293	0,286	0,294	0,333	0,317	0,301
Na		0,003	0,001	0,003	0,001	0,000	0,001	0,004	0,003	0,000	0,008	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,006	0,007	0,000
K		0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti		0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,004	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002	0,005	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000	0,005
Ni		0,001	0,004	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,003	0,003	0,000	0,002	0,001
Cr		0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,004
XAlm		0,556	0,575	0,609	0,617	0,628	0,631	0,645	0,651	0,650	0,651	0,653	0,658	0,655	0,655	0,659	0,658	0,641	0,648	0,652
XPrp		0,163	0,170	0,191	0,193	0,202	0,201	0,200	0,201	0,205	0,209	0,209	0,206	0,210	0,209	0,209	0,208	0,213	0,211	0,211
Xgrs		0,255	0,227	0,169	0,156	0,137	0,135	0,121	0,116	0,111	0,106	0,103	0,102	0,100	0,100	0,097	0,100	0,112	0,108	0,102
XSps		0,027	0,028	0,032	0,033	0,033	0,033	0,034	0,033	0,034	0,034	0,035	0,033	0,035	0,036	0,035	0,034	0,034	0,033	0,035
Fe/(Fe+Mg)		0,773	0,772	0,761	0,762	0,756	0,759	0,763	0,764	0,760	0,757	0,757	0,762	0,757	0,758	0,760	0,760	0,750	0,754	0,756

Tabla A1 (continuación): Granates de las granulitas básicas.

Muestra:

95637: Perfil completo mostrado en la figura 4.2 A

zona de borde						zona central										zona de borde						
x (µm):	0	12	23	58	70	111	211	361	506	642	783	892	1046	1164	1291	1423	1491	1527	1538	1550	1561	1572
SiO ₂	37,29	37,29	36,46	37,25	37,04	36,14	36,76	37,39	37,03	36,99	37,83	37,34	37,18	37,50	37,35	36,23	37,69	37,14	34,63	37,36	37,18	39,71
Al ₂ O ₃	22,69	22,23	22,81	22,25	22,72	21,93	22,18	22,32	21,93	22,04	22,17	22,12	21,72	22,09	22,13	21,94	22,05	21,92	25,73	21,92	21,71	21,05
FeO	25,20	25,86	27,22	27,56	28,18	29,35	29,75	29,10	29,83	29,84	29,44	29,84	29,57	29,47	30,51	29,23	28,90	28,28	26,20	27,21	26,49	24,87
MnO	1,41	1,41	1,46	1,53	1,58	1,58	1,67	1,53	1,44	1,67	1,56	1,57	1,87	1,73	1,74	1,89	1,66	1,58	1,53	1,42	1,42	1,43
MgO	3,87	4,16	5,24	4,52	4,80	5,01	5,13	4,93	5,12	5,09	5,16	5,12	4,84	5,09	5,16	4,87	4,81	4,69	4,07	4,21	4,16	3,54
CaO	10,08	8,83	7,04	6,92	6,19	4,73	4,75	4,87	4,35	4,29	4,32	4,37	4,40	4,35	4,44	4,69	5,46	6,08	6,48	7,52	8,31	9,42
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,04	0,03	0,37
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,04	0,07	0,01	0,02	0,06	0,00	0,23	0,07	0,04	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
NiO	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,14	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,08
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03	0,05	0,02	0,00	0,06	0,01	0,00	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,03	0,00	0,00
Total	100,56	99,93	100,24	100,08	100,53	98,79	100,32	100,25	99,77	100,00	100,55	100,42	99,65	100,53	101,57	98,90	100,68	99,70	98,71	99,74	99,31	100,47
Cationes ajustados a 8																						
Si	2,899	2,922	2,840	2,922	2,889	2,879	2,883	2,932	2,922	2,912	2,958	2,927	2,942	2,938	2,899	2,885	2,945	2,928	2,737	2,941	2,937	3,095
Al ^{IV}	0,101	0,078	0,160	0,078	0,111	0,121	0,117	0,068	0,078	0,088	0,042	0,073	0,058	0,062	0,101	0,115	0,055	0,072	0,263	0,059	0,063	0,000
Al ^{VI}	1,978	1,976	1,934	1,978	1,978	1,937	1,933	1,995	1,960	1,958	2,001	1,970	1,967	1,977	1,923	1,944	1,975	1,964	2,134	1,975	1,957	1,933
Fe ³⁺	0,126	0,100	0,225	0,096	0,135	0,180	0,183	0,071	0,113	0,128	0,043	0,098	0,094	0,058	0,171	0,164	0,080	0,107	0,128	0,084	0,111	0,000
Fe ²⁺	1,512	1,594	1,548	1,711	1,703	1,775	1,768	1,838	1,855	1,837	1,882	1,858	1,862	1,872	1,809	1,782	1,808	1,757	1,603	1,707	1,638	1,621
Mn	0,093	0,094	0,096	0,102	0,105	0,106	0,111	0,101	0,096	0,111	0,103	0,104	0,125	0,115	0,114	0,127	0,110	0,106	0,102	0,095	0,095	0,094
Mg	0,449	0,486	0,609	0,529	0,559	0,595	0,600	0,577	0,602	0,598	0,601	0,599	0,571	0,594	0,597	0,579	0,560	0,552	0,479	0,494	0,490	0,411
Ca	0,839	0,741	0,587	0,581	0,517	0,404	0,399	0,409	0,368	0,361	0,361	0,367	0,373	0,365	0,369	0,400	0,457	0,513	0,549	0,634	0,703	0,786
Na	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,004	0,003	0,003	0,006	0,001	0,006	0,002	0,002	0,000	0,006	0,000	0,002	0,007	0,005	0,056
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,004	0,001	0,001	0,003	0,000	0,013	0,004	0,003	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Ni	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005
Cr	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,003	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000
XAlm	0,543	0,562	0,578	0,599	0,609	0,639	0,637	0,637	0,649	0,647	0,644	0,646	0,647	0,642	0,647	0,638	0,626	0,614	0,605	0,594	0,576	0,556
XPrp	0,149	0,161	0,199	0,175	0,185	0,194	0,196	0,192	0,198	0,197	0,201	0,198	0,189	0,198	0,195	0,190	0,186	0,182	0,167	0,164	0,161	0,141
Xgrs	0,278	0,246	0,192	0,193	0,171	0,132	0,130	0,137	0,121	0,119	0,121	0,121	0,123	0,122	0,121	0,131	0,152	0,169	0,192	0,210	0,231	0,270
XSps	0,031	0,031	0,031	0,034	0,035	0,035	0,036	0,034	0,032	0,037	0,035	0,034	0,041	0,038	0,037	0,042	0,036	0,035	0,036	0,031	0,031	0,032
Fe/(Fe+Mg)	0,785	0,777	0,744	0,774	0,767	0,767	0,765	0,768	0,766	0,767	0,762	0,766	0,774	0,765	0,768	0,771	0,771	0,772	0,783	0,784	0,781	0,798

Tabla A1 (continuación): Granates de las granulitas básicas.

Muestra:		95637: Perfil completo mostrado en la figura 4.2 C																		
		zona de borde						zona central						zona de borde						
x (µm):		0	27	55	82	109	136	227	424	712	1242	1773	2280	2787	3014	3150	3184	3218	3252	3286
SiO ₂		38,15	37,58	37,59	37,10	38,03	37,67	37,31	36,90	37,32	36,77	37,49	37,32	36,94	37,79	37,14	37,42	37,13	37,24	37,24
Al ₂ O ₃		22,16	22,24	21,98	22,05	21,81	21,79	21,89	22,06	22,15	21,26	22,02	22,14	21,83	21,93	22,11	21,90	21,85	22,10	21,94
FeO		25,80	27,19	27,08	26,54	26,96	29,36	28,07	30,00	28,95	30,09	29,44	30,33	29,65	28,28	28,23	27,64	27,40	25,78	24,96
MnO		1,34	1,54	1,53	1,53	1,39	1,67	1,36	1,74	1,55	1,59	1,68	1,90	1,62	1,59	1,74	1,56	1,57	1,42	1,43
MgO		4,22	4,49	4,71	4,58	4,41	4,46	4,47	5,18	5,07	5,14	5,06	5,03	5,26	4,49	4,33	4,24	4,16	3,67	3,40
CaO		8,95	7,62	6,87	7,64	7,52	5,55	6,69	4,08	4,45	4,10	4,49	4,00	4,17	6,35	6,55	7,10	7,65	8,91	9,99
Na ₂ O		0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,13	0,04	0,04	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00
K ₂ O		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂		0,00	0,05	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,02	0,01	0,05	0,04	0,00	0,04	0,05
NiO		0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,12	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃		0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01
Total		100,65	100,72	99,78	99,45	100,13	100,62	99,85	100,09	99,67	99,01	100,36	100,82	99,51	100,55	100,19	99,92	99,84	99,19	99,02
Cationes ajustados a 8																				
Si		2,966	2,926	2,952	2,921	2,980	2,950	2,936	2,903	2,944	2,928	2,941	2,919	2,921	2,957	2,918	2,945	2,923	2,946	2,950
Al ^{IV}		0,034	0,074	0,048	0,079	0,020	0,050	0,064	0,097	0,056	0,072	0,059	0,081	0,079	0,043	0,082	0,055	0,077	0,054	0,050
Al ^{VI}		1,996	1,967	1,987	1,968	1,994	1,961	1,966	1,948	2,004	1,924	1,976	1,960	1,955	1,978	1,966	1,977	1,950	2,006	1,998
Fe ³⁺		0,043	0,099	0,065	0,108	0,024	0,107	0,102	0,146	0,045	0,147	0,077	0,114	0,121	0,066	0,108	0,073	0,128	0,046	0,045
Fe ²⁺		1,633	1,671	1,713	1,639	1,742	1,815	1,745	1,827	1,865	1,857	1,854	1,870	1,839	1,784	1,746	1,746	1,676	1,660	1,608
Mn		0,088	0,101	0,102	0,102	0,092	0,111	0,091	0,116	0,103	0,107	0,112	0,126	0,108	0,106	0,115	0,104	0,105	0,095	0,096
Mg		0,488	0,521	0,551	0,537	0,515	0,520	0,524	0,608	0,596	0,611	0,592	0,587	0,620	0,524	0,507	0,497	0,488	0,433	0,401
Ca		0,745	0,636	0,578	0,644	0,631	0,466	0,564	0,344	0,376	0,350	0,378	0,335	0,354	0,532	0,552	0,599	0,645	0,755	0,848
Na		0,005	0,000	0,004	0,000	0,000	0,019	0,006	0,006	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,001	0,004	0,003	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti		0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,003	0,002	0,000	0,002	0,003
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,007	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr		0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,000	0,001
XAlm		0,559	0,585	0,591	0,577	0,588	0,637	0,610	0,649	0,640	0,652	0,641	0,654	0,644	0,614	0,612	0,603	0,593	0,571	0,552
XPrp		0,163	0,172	0,183	0,177	0,171	0,172	0,173	0,200	0,200	0,199	0,196	0,194	0,204	0,174	0,168	0,165	0,160	0,145	0,134
Xgrs		0,249	0,210	0,192	0,213	0,210	0,154	0,186	0,113	0,126	0,114	0,125	0,111	0,116	0,177	0,182	0,198	0,212	0,253	0,283
XSps		0,029	0,033	0,034	0,034	0,031	0,037	0,030	0,038	0,035	0,035	0,037	0,041	0,036	0,035	0,038	0,034	0,034	0,032	0,032
Fe/(Fe+Mg)		0,774	0,773	0,763	0,765	0,774	0,787	0,779	0,765	0,762	0,766	0,765	0,772	0,760	0,779	0,785	0,785	0,787	0,797	0,805

Tabla A1 (continuación): Granates de las granulitas básicas.

Muestra:

99273b: Perfil completo mostrado en la figura 4.3 A

	zona de borde					zona central										zona de borde						
x (μm):	0	20	58	78	97	214	331	464	731	881	1047	1180	1288	1397	1522	1647	1697	1730	1762	1795	1827	1860
SiO ₂	43,07	40,41	38,59	38,88	38,58	38,47	38,84	38,38	38,28	38,46	38,23	38,23	38,05	37,09	38,10	38,19	38,44	38,76	37,96	38,50	38,70	38,52
Al ₂ O ₃	20,42	21,65	22,16	21,78	21,94	22,02	21,93	22,08	22,09	22,13	21,65	22,07	22,15	21,85	21,87	21,81	21,74	21,72	21,83	21,83	21,70	21,66
FeO	23,16	24,65	25,52	26,44	27,00	27,95	28,15	27,81	27,84	28,41	28,96	28,80	28,37	28,25	28,26	28,41	27,77	27,03	26,84	26,44	24,90	23,59
MnO	1,00	0,92	1,03	1,40	1,45	1,42	1,51	1,44	1,46	1,75	1,53	1,38	1,47	1,57	1,45	1,56	1,43	1,40	1,29	1,42	1,11	0,99
MgO	3,49	3,65	4,12	4,52	4,60	4,80	4,75	4,64	4,55	4,89	4,85	4,92	4,95	4,95	4,73	4,46	4,16	4,29	4,23	4,37	3,84	3,43
CaO	8,35	9,20	8,86	6,63	5,89	4,71	5,01	5,26	5,75	4,69	4,45	4,34	4,30	4,14	4,70	5,56	6,07	6,20	6,40	6,64	9,32	11,08
Na ₂ O	0,15	0,03	0,02	0,16	0,05	0,07	0,02	0,04	0,01	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02	0,04	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,05	0,03	0,02	0,02	0,00	0,06	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00	0,01
NiO	0,14	0,00	0,08	0,07	0,14	0,08	0,09	0,01	0,12	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,08
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,02
Total	99,82	100,55	100,40	99,87	99,65	99,53	100,37	99,67	100,11	100,52	99,76	99,81	99,35	97,90	99,34	99,99	99,64	99,46	98,60	99,26	99,64	99,38
Cationes ajustados a 8																						
Si	3,380	3,148	3,007	3,048	3,037	3,035	3,043	3,025	3,006	3,008	3,017	3,012	3,008	2,977	3,016	3,008	3,038	3,062	3,024	3,042	3,041	3,031
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,889	1,988	2,035	2,012	2,035	2,047	2,025	2,051	2,044	2,040	2,014	2,049	2,064	2,045	2,040	2,024	2,025	2,022	2,050	2,033	2,010	2,008
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,520	1,606	1,663	1,733	1,777	1,844	1,844	1,832	1,828	1,858	1,911	1,897	1,876	1,896	1,871	1,871	1,835	1,786	1,787	1,747	1,636	1,552
Mn	0,067	0,061	0,068	0,093	0,096	0,095	0,100	0,096	0,097	0,116	0,102	0,092	0,098	0,107	0,098	0,104	0,096	0,094	0,087	0,095	0,074	0,066
Mg	0,408	0,424	0,479	0,529	0,540	0,564	0,555	0,545	0,532	0,570	0,570	0,577	0,583	0,592	0,559	0,524	0,490	0,505	0,502	0,515	0,450	0,402
Ca	0,702	0,768	0,740	0,557	0,497	0,398	0,421	0,444	0,484	0,393	0,376	0,366	0,364	0,356	0,399	0,469	0,514	0,525	0,546	0,562	0,785	0,934
Na	0,023	0,004	0,002	0,024	0,007	0,011	0,003	0,005	0,001	0,006	0,007	0,002	0,005	0,003	0,005	0,000	0,002	0,005	0,001	0,003	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001
Ni	0,009	0,000	0,005	0,004	0,009	0,005	0,005	0,001	0,008	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,005
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001
XAlm	0,564	0,562	0,564	0,595	0,611	0,636	0,632	0,628	0,622	0,633	0,646	0,647	0,642	0,642	0,639	0,630	0,625	0,614	0,612	0,599	0,556	0,525
XPrp	0,151	0,148	0,162	0,182	0,186	0,194	0,190	0,187	0,181	0,194	0,193	0,197	0,200	0,201	0,191	0,177	0,167	0,174	0,172	0,176	0,153	0,136
Xgrs	0,260	0,269	0,251	0,191	0,171	0,137	0,144	0,152	0,164	0,134	0,127	0,125	0,125	0,121	0,136	0,158	0,175	0,180	0,187	0,193	0,266	0,316
XSps	0,025	0,021	0,023	0,032	0,033	0,033	0,034	0,033	0,033	0,040	0,035	0,031	0,034	0,036	0,033	0,035	0,033	0,032	0,030	0,032	0,025	0,022
Fe/(Fe+Mg)	0,788	0,791	0,777	0,766	0,767	0,766	0,769	0,771	0,774	0,765	0,770	0,767	0,763	0,762	0,770	0,781	0,789	0,780	0,781	0,772	0,784	0,794

Tabla A1 (continuación): Granates de las granulitas básicas.

Muestra:

99273: Puntos seleccionados del perfil mostrado en la figura 4.4

	zona de borde								zona central								zona de borde							
x (μm):	0	96	480	576	672	768	864	960	1728	1920	2304	2496	2688	3168	3264	3360	3648	3744	3936	4032	4224	4320		
SiO ₂	38,01	38,17	37,83	37,78	38,43	37,90	37,91	37,81	37,60	37,24	37,60	37,11	37,40	37,80	36,98	37,79	36,51	37,30	37,90	37,20	37,77	36,93		
Al ₂ O ₃	21,19	21,12	21,03	21,04	21,19	21,29	21,39	21,04	20,87	21,13	20,92	21,12	20,99	21,04	21,11	21,06	21,08	20,95	21,18	21,32	20,34	21,07		
FeO	29,41	29,00	29,18	29,64	29,80	29,74	29,90	30,73	31,13	30,80	30,38	30,87	30,39	29,57	30,51	30,18	30,61	30,04	29,51	30,01	29,26	29,03		
MnO	1,64	1,54	1,62	1,55	1,54	1,65	1,80	1,42	1,78	1,73	1,83	1,84	1,81	1,73	1,89	1,67	1,58	1,67	1,60	1,79	1,56	1,71		
MgO	4,45	4,36	4,58	4,69	4,74	4,84	4,82	4,82	5,19	5,15	5,12	5,14	5,04	4,55	4,60	4,75	4,52	4,49	4,62	4,51	4,77	4,23		
CaO	6,30	6,16	6,20	5,39	5,33	5,23	4,96	4,77	3,58	3,70	3,69	3,71	3,82	5,05	4,63	4,47	5,13	5,31	5,41	5,84	5,49	6,43		
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00		
TiO ₂	0,03	0,04	0,00	0,03	0,07	0,06	0,04	0,05	0,04	0,07	0,12	0,06	0,04	0,08	0,05	0,03	0,01	0,13	0,04	0,05	0,07	0,07		
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,01	0,00	0,10	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08	0,00	0,05	0,00		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,10	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,07	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03		
Total	101,04	100,40	100,53	100,17	101,10	100,72	100,93	100,66	100,23	99,87	99,77	99,88	99,56	99,89	99,77	100,00	99,43	99,99	100,34	100,73	99,38	99,50		
Cationes ajustados a 8																								
Si	2,970	3,001	2,969	2,978	3,000	2,969	2,965	2,970	2,968	2,947	2,979	2,937	2,968	2,991	2,935	2,988	2,905	2,952	2,982	2,919	3,000	2,933		
Al ^{IV}	0,030	-0,001	0,031	0,022	0,000	0,031	0,035	0,030	0,032	0,053	0,021	0,063	0,032	0,009	0,065	0,012	0,095	0,048	0,018	0,081	0,000	0,067		
Al ^{VI}	1,922	1,958	1,914	1,932	1,950	1,934	1,937	1,918	1,909	1,918	1,933	1,907	1,932	1,953	1,909	1,950	1,882	1,906	1,947	1,890	1,904	1,904		
Fe ³⁺	0,105	0,036	0,111	0,083	0,041	0,088	0,094	0,106	0,117	0,123	0,073	0,151	0,091	0,046	0,150	0,055	0,211	0,125	0,066	0,184	0,096	0,153		
Fe ²⁺	1,817	1,871	1,804	1,870	1,904	1,859	1,862	1,912	1,937	1,915	1,940	1,891	1,926	1,911	1,874	1,940	1,826	1,863	1,876	1,785	1,848	1,775		
Mn	0,109	0,102	0,107	0,103	0,102	0,109	0,119	0,094	0,119	0,116	0,123	0,123	0,122	0,116	0,127	0,112	0,107	0,112	0,107	0,119	0,105	0,115		
Mg	0,519	0,511	0,536	0,551	0,552	0,565	0,562	0,564	0,611	0,607	0,604	0,607	0,597	0,537	0,544	0,559	0,536	0,529	0,542	0,527	0,564	0,500		
Ca	0,528	0,519	0,521	0,455	0,446	0,439	0,416	0,401	0,303	0,313	0,313	0,314	0,325	0,428	0,393	0,378	0,437	0,450	0,456	0,491	0,467	0,547		
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000		
Ti	0,002	0,002	0,000	0,002	0,004	0,004	0,002	0,003	0,002	0,004	0,007	0,004	0,002	0,005	0,003	0,002	0,001	0,008	0,002	0,003	0,004	0,004		
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,005	0,000	0,003	0,000		
Cr	0,000	0,000	0,006	0,003	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,004	0,000	0,001	0,004	0,001	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002		
XAlm	0,625	0,627	0,622	0,638	0,639	0,636	0,641	0,656	0,665	0,663	0,659	0,662	0,659	0,644	0,655	0,655	0,653	0,645	0,637	0,634	0,631	0,624		
XPrp	0,169	0,168	0,174	0,180	0,181	0,185	0,184	0,183	0,198	0,197	0,198	0,197	0,195	0,177	0,176	0,184	0,172	0,172	0,178	0,170	0,183	0,162		
Xgrs	0,172	0,171	0,169	0,149	0,146	0,143	0,136	0,130	0,098	0,102	0,102	0,102	0,106	0,141	0,127	0,124	0,140	0,146	0,150	0,158	0,152	0,177		
XSps	0,035	0,034	0,035	0,034	0,034	0,036	0,039	0,031	0,039	0,038	0,040	0,040	0,040	0,038	0,041	0,037	0,034	0,036	0,035	0,038	0,034	0,037		
Fe/(Fe+Mg)	0,787	0,789	0,781	0,780	0,779	0,775	0,777	0,782	0,771	0,770	0,769	0,771	0,772	0,785	0,788	0,781	0,792	0,790	0,782	0,789	0,775	0,794		

Tabla A2: Ortopiroxenos de las granulitas básicas.

Muestra: 95637									99273b						
Situación:	C	B	C	I	I	B	C	B	C	I	B	C	I	I	B
SiO ₂	50,47	50,77	50,13	50,82	50,03	50,25	50,99	50,96	50,87	51,44	50,91	51,40	51,15	51,58	51,09
Al ₂ O ₃	1,38	1,53	1,05	0,92	0,89	1,20	0,92	1,20	0,90	1,00	1,12	0,96	0,96	0,83	0,67
FeO	30,98	30,31	30,95	30,25	30,03	29,76	30,93	30,65	30,15	30,01	30,53	30,38	30,12	29,97	30,23
MnO	0,50	0,51	0,51	0,57	0,64	0,54	0,51	0,66	0,61	0,63	0,59	0,66	0,58	0,53	0,58
MgO	15,75	16,28	15,84	16,07	15,94	16,31	16,28	15,93	15,98	16,32	16,24	16,42	16,48	15,54	16,23
CaO	0,52	0,38	0,55	0,45	0,55	0,37	0,65	0,59	0,74	0,74	0,62	0,66	0,72	0,71	0,51
Na ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,07	0,07	0,09	0,14	0,06	0,04	0,04	0,04	0,10	0,11	0,06	0,13	0,08	0,06	0,00
NiO	0,08	0,02	0,15	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,06	0,05
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	0,04	0,03	0,00	0,05	0,00	0,03
Total	99,75	99,89	99,27	99,22	98,26	98,51	100,36	100,08	99,40	100,29	100,16	100,63	100,22	99,30	99,38
Cationes ajustados a 4															
Si	1,968	1,969	1,964	1,988	1,977	1,974	1,972	1,979	1,987	1,988	1,972	1,981	1,978	2,020	1,995
Al ^{IV}	0,032	0,031	0,036	0,012	0,023	0,026	0,028	0,021	0,013	0,012	0,028	0,019	0,022	-0,020	0,005
Al ^{VI}	0,031	0,039	0,013	0,031	0,018	0,030	0,014	0,034	0,028	0,033	0,023	0,025	0,021	0,058	0,025
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,017	0,000	0,001	0,000	0,013	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,010	0,983	0,997	0,990	0,991	0,978	0,987	0,995	0,985	0,970	0,987	0,979	0,974	0,981	0,987
Mn	0,017	0,017	0,017	0,019	0,021	0,018	0,017	0,022	0,020	0,021	0,019	0,021	0,019	0,018	0,019
Mg	0,915	0,942	0,925	0,937	0,939	0,955	0,939	0,922	0,931	0,940	0,938	0,943	0,950	0,907	0,945
Ca	0,022	0,016	0,023	0,019	0,023	0,015	0,027	0,024	0,031	0,031	0,026	0,027	0,030	0,030	0,021
Na	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,002	0,002	0,003	0,004	0,002	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002	0,004	0,002	0,002	0,000
Ni	0,003	0,000	0,005	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,51	0,52	0,51	0,51	0,51	0,52	0,52	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,52	0,51
En (%)	46,62	48,12	46,74	47,70	47,53	48,58	47,36	46,97	47,32	47,94	47,56	47,86	48,16	46,87	47,91
Fs (%)	52,28	51,08	52,10	51,34	51,30	50,64	51,28	51,78	51,10	50,50	51,12	50,76	50,34	51,60	51,01
Wo (%)	1,10	0,80	1,16	0,96	1,17	0,78	1,36	1,24	1,58	1,56	1,31	1,39	1,50	1,53	1,08

C = Centros, B = Bordes, I = Zonas intermedias.

Tabla A2 (continuación): Ortopiroxenos de las granulitas básicas.

Muestra:	99273b						95638				
Situación:	C	B	C	C	C	C	C	B	C	C	C
SiO ₂	50,21	50,45	50,87	50,41	50,89	50,99	50,39	50,06	50,62	50,34	50,32
Al ₂ O ₃	0,87	0,62	1,09	0,85	0,82	0,76	0,89	1,13	1,01	0,97	0,91
FeO	30,91	29,75	31,14	30,38	28,61	30,40	31,94	31,64	31,59	31,62	32,04
MnO	0,47	0,56	0,64	0,52	0,56	0,71	0,52	0,62	0,69	0,58	0,56
MgO	15,99	17,29	15,98	16,12	17,38	15,82	15,06	14,74	14,99	15,11	15,19
CaO	0,94	0,52	0,79	0,77	0,66	0,56	0,92	0,55	0,70	0,74	0,54
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
TiO ₂	0,06	0,01	0,10	0,02	0,13	0,09	0,06	0,00	0,06	0,07	0,08
NiO	0,11	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,13	0,11	0,07	0,00	0,00	0,00
Total	99,57	99,24	100,66	99,16	99,05	99,51	99,90	98,81	99,68	99,44	99,66
Cationes ajustados a 4											
Si	1,960	1,961	1,966	1,973	1,977	1,994	1,973	1,983	1,985	1,978	1,974
Al ^{IV}	0,040	0,028	0,034	0,027	0,023	0,006	0,027	0,017	0,015	0,022	0,026
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,015	0,012	0,014	0,029	0,014	0,035	0,032	0,023	0,016
Fe ³⁺	0,036	0,050	0,012	0,015	0,001	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,005
Fe ²⁺	0,973	0,917	0,994	0,979	0,928	0,994	1,039	1,048	1,036	1,039	1,046
Mn	0,016	0,018	0,021	0,017	0,018	0,024	0,017	0,021	0,023	0,019	0,019
Mg	0,931	1,002	0,921	0,941	1,007	0,922	0,879	0,870	0,877	0,885	0,888
Ca	0,039	0,022	0,033	0,032	0,027	0,023	0,039	0,023	0,029	0,031	0,023
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ti	0,002	0,000	0,003	0,001	0,004	0,003	0,002	0,000	0,002	0,002	0,002
Ni	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,004	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,52	0,49	0,52	0,51	0,48	0,52	0,54	0,55	0,54	0,54	0,54
En (%)	47,53	51,14	46,76	47,77	50,82	46,98	44,53	44,36	44,62	44,83	44,96
Fs(%)	50,47	47,75	51,58	50,59	47,79	51,83	53,52	54,45	53,89	53,59	53,89
Wo (%)	2,00	1,11	1,65	1,64	1,39	1,19	1,95	1,19	1,49	1,58	1,14

C = Centros, B = Bordes.

Tabla A3: Plagioclasas de las granulitas básicas.

Muestra:	95637								99273					99273b							
	Perfil de la fig. 4.9A					Perfil de la fig. 4.9B			Perfil de la figura 4.9 C					Perfil de la figura 4.9 D							
Situación:	C	I	I	I	B	C	I	B	C	I	I	I	B	C	I	I	I	I	I	B	
SiO ₂	53,06	53,48	53,60	52,95	55,19	53,69	53,98	56,80	55,13	54,96	55,21	55,04	56,21	55,05	54,37	54,76	54,95	55,14	54,88	54,77	
Al ₂ O ₃	29,29	29,23	29,10	29,35	28,42	29,16	29,20	27,01	28,19	28,10	28,31	27,98	26,94	28,90	29,14	28,76	28,71	28,74	28,66	29,01	
FeO	0,00	0,00	0,07	0,08	0,53	0,02	0,13	0,33	0,08	0,00	0,06	0,04	1,17	0,01	0,04	0,04	0,09	0,05	0,10	0,24	
MnO	0,06	0,01	0,03	0,00	0,03	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	
MgO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,01	0,32	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
CaO	10,83	11,02	11,17	10,68	9,56	11,12	11,01	8,34	11,08	11,14	11,01	11,18	9,96	10,62	10,66	10,45	10,45	10,66	10,45	10,56	
Na ₂ O	5,53	5,23	5,56	5,49	6,30	5,20	5,23	6,94	5,25	5,21	5,16	5,24	5,28	5,38	5,44	5,55	5,41	5,52	5,56	5,61	
K ₂ O	0,21	0,24	0,19	0,16	0,06	0,20	0,20	0,19	0,28	0,27	0,28	0,28	0,12	0,26	0,22	0,22	0,22	0,19	0,11	0,05	
TiO ₂	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	
NiO	0,05	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,07	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	
Total	99,04	99,22	99,78	98,79	100,11	99,47	99,85	99,66	100,01	99,74	100,15	99,79	100,05	100,29	99,91	99,87	99,90	100,38	99,79	100,39	
Cationes ajustados a 5																					
Si	2,406	2,427	2,414	2,408	2,470	2,432	2,437	2,545	2,487	2,486	2,489	2,489	2,543	2,473	2,448	2,467	2,478	2,473	2,475	2,455	
Al ^{IV}	0,594	0,573	0,586	0,592	0,530	0,568	0,563	0,455	0,513	0,514	0,511	0,511	0,457	0,527	0,552	0,533	0,522	0,527	0,525	0,545	
Al ^{VI}	0,971	0,989	0,959	0,981	0,970	0,989	0,990	0,972	0,986	0,984	0,993	0,980	0,980	1,002	0,995	0,994	1,004	0,992	0,997	0,988	
Fe(t)	0,000	0,000	0,003	0,003	0,020	0,001	0,005	0,013	0,003	0,000	0,002	0,001	0,044	0,000	0,002	0,001	0,003	0,002	0,004	0,009	
Mn	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	
Mg	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,001	0,022	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ca	0,526	0,536	0,539	0,520	0,458	0,540	0,532	0,401	0,536	0,540	0,532	0,541	0,483	0,511	0,514	0,504	0,505	0,512	0,505	0,507	
Na	0,486	0,460	0,485	0,484	0,547	0,457	0,457	0,603	0,459	0,457	0,451	0,459	0,463	0,468	0,475	0,484	0,473	0,480	0,486	0,488	
K	0,012	0,014	0,011	0,010	0,003	0,011	0,011	0,011	0,016	0,015	0,016	0,016	0,007	0,015	0,013	0,013	0,013	0,011	0,006	0,003	
Ti	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	
Ni	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	
An	51,39	53,07	52,09	51,35	45,46	53,55	53,19	39,49	52,98	53,34	53,23	53,25	50,67	51,39	51,33	50,35	51,00	51,04	50,62	50,80	
Ab	47,44	45,54	46,88	47,71	54,21	45,31	45,67	59,44	45,40	45,15	45,14	45,19	48,61	47,11	47,42	48,36	47,74	47,85	48,74	48,89	
Or	1,16	1,39	1,03	0,94	0,33	1,14	1,14	1,07	1,62	1,52	1,63	1,56	0,73	1,50	1,26	1,29	1,27	1,11	0,65	0,31	

C = Centros, B = Bordes, I = Zonas Intermedias.

Tabla A3 (continuación): Plagioclasas de las granulitas básicas.

Muestra:	99273					95638				
Situación:	C	B	C	C	C	C	B	C	C	C
SiO ₂	55,99	56,73	55,58	55,36	55,70	55,18	55,05	55,13	54,60	54,55
Al ₂ O ₃	27,50	27,17	27,80	27,82	28,09	28,19	28,07	28,08	28,20	27,97
FeO	0,04	0,34	0,00	0,02	0,04	0,01	0,49	0,10	0,00	0,06
MnO	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,10
MgO	0,03	0,09	0,02	0,07	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01
CaO	10,81	10,06	10,74	10,68	10,46	10,96	11,35	11,09	11,12	11,24
Na ₂ O	5,29	6,04	5,65	5,39	5,50	5,27	5,24	5,16	5,02	5,11
K ₂ O	0,01	0,03	0,04	0,00	0,10	0,24	0,09	0,30	0,28	0,24
TiO ₂	0,05	0,00	0,09	0,03	0,02	0,03	0,01	0,06	0,04	0,00
NiO	0,08	0,06	0,01	0,00	0,14	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,07	0,05	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Total	99,80	100,56	100,01	99,41	100,05	99,89	100,40	99,97	99,25	99,35
Cationes ajustados a 5										
Si	2,535	2,538	2,503	2,511	2,510	2,492	2,478	2,490	2,485	2,480
Al ^{IV}	0,465	0,462	0,497	0,489	0,490	0,508	0,522	0,510	0,515	0,520
Al ^{VI}	1,002	0,970	0,978	0,999	1,001	0,993	0,966	0,985	0,997	0,979
Fe(II)	0,001	0,013	0,000	0,001	0,002	0,000	0,018	0,004	0,000	0,002
Mn	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004
Mg	0,002	0,006	0,001	0,005	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,001
Ca	0,524	0,482	0,518	0,519	0,505	0,530	0,547	0,537	0,542	0,547
Na	0,464	0,524	0,493	0,474	0,481	0,462	0,457	0,452	0,443	0,451
K	0,001	0,002	0,002	0,000	0,006	0,014	0,005	0,017	0,016	0,014
Ti	0,002	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000
Ni	0,003	0,002	0,000	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
Cr	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
An	53,00	47,85	51,10	52,26	50,95	52,74	54,20	53,35	54,18	54,09
Ab	46,92	51,98	48,67	47,74	48,48	45,91	45,29	44,92	44,22	44,52
Or	0,08	0,16	0,24	0,00	0,57	1,35	0,51	1,73	1,60	1,39

C = Centros, B = Bordes, I = Zonas internas.

Tabla A4: Biotitas de las granulitas básicas.

Muestra:	95637												99273b			99273				95638	99269
SiO ₂	37,32	35,78	36,07	35,57	35,59	35,80	35,74	35,75	35,39	36,16	35,57	36,01	36,10	36,06	36,38	36,12	35,93	35,89	36,20		
Al ₂ O ₃	14,80	15,54	15,86	15,82	15,93	15,74	15,87	15,79	15,86	15,62	16,15	15,97	15,66	14,94	14,96	15,60	15,68	15,05	16,11		
FeO	14,19	18,80	18,25	19,00	18,78	18,68	18,67	18,71	18,96	18,74	19,35	18,56	17,51	16,48	15,80	17,30	17,97	17,30	15,83		
MnO	0,07	0,04	0,03	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	0,11	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,05	0,02	0,00	0,01		
MgO	13,57	10,32	10,34	10,02	9,74	10,22	10,03	10,10	9,28	9,63	9,12	9,99	10,35	11,77	12,16	10,42	10,31	11,44	12,78		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00		
Na ₂ O	0,00	0,07	0,08	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,00	0,00	0,07	0,04	0,03	0,08		
K ₂ O	10,04	10,60	8,83	9,54	9,99	9,66	9,45	9,74	8,58	8,50	9,03	9,01	8,58	10,22	10,00	8,49	9,21	10,06	9,26		
TiO ₂	5,30	4,72	5,57	4,90	5,31	5,06	5,26	5,12	6,11	5,71	6,29	6,07	5,92	6,39	6,31	5,89	6,17	5,01	4,65		
NiO	0,09	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,05		
Cr ₂ O ₃	0,08	0,03	0,04	0,07	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02	0,07	0,01	0,07	0,03	0,00	0,08	0,02	0,03	0,14	0,17		
Total	95,44	95,89	95,08	95,04	95,50	95,33	95,21	95,38	94,43	94,57	95,57	95,77	94,30	95,93	95,68	94,00	95,39	94,93	95,13		
Cationes ajustados a 7																					
Si	2,750	2,712	2,690	2,691	2,689	2,697	2,690	2,695	2,660	2,715	2,653	2,669	2,700	2,667	2,683	2,706	2,672	2,708	2,678		
Al ^{IV}	1,250	1,288	1,310	1,309	1,311	1,303	1,310	1,305	1,340	1,285	1,347	1,331	1,300	1,333	1,317	1,294	1,328	1,292	1,322		
Al ^{VI}	0,035	0,100	0,083	0,102	0,107	0,095	0,097	0,098	0,065	0,096	0,073	0,064	0,079	-0,031	-0,016	0,082	0,046	0,045	0,082		
Fe ³⁺	0,268	0,151	0,372	0,277	0,231	0,267	0,294	0,258	0,443	0,350	0,405	0,396	0,388	0,401	0,387	0,387	0,397	0,266	0,345		
Fe ²⁺	0,606	1,040	0,765	0,924	0,955	0,910	0,882	0,921	0,749	0,826	0,803	0,755	0,706	0,618	0,587	0,697	0,720	0,825	0,634		
Mn	0,004	0,003	0,002	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,007	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000		
Mg	1,490	1,166	1,149	1,130	1,097	1,148	1,125	1,135	1,040	1,078	1,014	1,105	1,154	1,297	1,337	1,164	1,142	1,287	1,409		
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000		
Na	0,000	0,010	0,011	0,006	0,008	0,009	0,008	0,009	0,008	0,011	0,009	0,006	0,009	0,000	0,000	0,010	0,006	0,004	0,012		
K	0,943	1,025	0,840	0,921	0,963	0,929	0,908	0,937	0,822	0,814	0,859	0,852	0,818	0,963	0,941	0,811	0,873	0,968	0,874		
Ti	0,293	0,269	0,312	0,279	0,302	0,287	0,298	0,291	0,346	0,322	0,353	0,339	0,333	0,355	0,350	0,332	0,345	0,284	0,259		
Ni	0,005	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,003		
Cr	0,005	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,001	0,004	0,001	0,004	0,002	0,000	0,004	0,001	0,002	0,008	0,010		
Fe/(Fe+Mg)	0,370	0,505	0,498	0,515	0,520	0,506	0,511	0,509	0,534	0,522	0,543	0,510	0,487	0,440	0,422	0,483	0,495	0,459	0,410		

Tabla A5: Antiboles de las granulitas básicas.

Muestra:	95637	95637	95638	95638	99273
SiO ₂	42,38	41,46	42,53	42,61	42,02
Al ₂ O ₃	13,42	14,18	13,54	12,50	13,06
FeO	16,24	16,10	17,36	17,32	15,99
MnO	0,00	0,16	0,15	0,14	0,00
MgO	9,72	9,10	9,22	9,05	8,94
CaO	10,89	10,96	11,47	11,32	11,58
Na ₂ O	1,44	1,34	1,12	0,99	1,01
K ₂ O	1,69	1,71	1,62	1,62	1,70
TiO ₂	1,53	1,62	1,61	1,60	1,69
NiO	0,04	0,00	0,04	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,16	0,16	0,05
Total	97,37	96,65	98,82	97,36	96,11
Σ Cationes = 13, excepto Ca, Na,K					
Si	6,299	6,226	6,265	6,380	6,391
Al ^{iv}	1,701	1,774	1,735	1,620	1,609
Al ^{vi}	0,650	0,735	0,616	0,586	0,732
Fe ³⁺	0,504	0,425	0,499	0,429	0,083
Fe ²⁺	1,514	1,597	1,639	1,739	1,951
Mn	0,000	0,020	0,019	0,018	0,000
Mg	2,154	2,037	2,025	2,021	2,028
Ca	1,734	1,763	1,810	1,815	1,887
Na(M4)	0,266	0,237	0,190	0,185	0,113
Na(A)	0,148	0,155	0,130	0,102	0,185
K	0,320	0,328	0,303	0,308	0,331
Ti	0,171	0,183	0,178	0,180	0,193
Ni	0,005	0,000	0,005	0,008	0,007
Cr	0,003	0,002	0,019	0,019	0,006
Fe/(Fe+Mg)	0,413	0,440	0,447	0,463	0,490

Tabla AB 1: Óxidos de Fe-Ti de las granulitas.

Mineral:	Granulitas básicas					Granulitas metapelíticas				
	ilmenita	ilmenita	ilmenita	rutilo	rutilo	ilmenita	ilmenita	ilmenita	rutilo	rutilo
Muestra:	95637	99273	99273	95638	95637	99714	95655	95655	95655	99714
SiO ₂	0,28	0,00	0,10	0,01	0,06	0,04	0,03	0,13	0,03	0,07
Al ₂ O ₃	0,14	0,07	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,22	0,04	0,06
FeO	45,17	44,85	45,79	2,01	0,15	46,30	45,46	44,96	0,14	0,18
MnO	1,16	1,09	0,98	0,00	0,02	1,02	0,62	1,06	0,00	0,00
MgO	0,17	0,09	0,06	0,00	0,00	0,11	0,04	0,04	0,00	0,02
TiO ₂	52,84	53,78	53,19	98,60	100,36	53,71	53,37	53,34	100,52	100,74
Total	99,76	99,87	100,15	100,65	100,64	101,19	99,54	99,75	100,73	101,06
Cationes ajustados a 2 para la ilmenita y a 1 para el rutilo										
Si	0,007	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001
Al	0,004	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,006	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,022	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002
Fe ²⁺	0,952	0,948	0,965	0,000	0,000	0,963	0,962	0,949	0,000	0,000
Mn	0,025	0,023	0,021	0,000	0,000	0,022	0,013	0,023	0,000	0,000
Mg	0,007	0,003	0,002	0,000	0,000	0,004	0,001	0,002	0,000	0,000
Ti	1,002	1,023	1,008	0,976	0,991	1,005	1,016	1,013	0,997	0,995
Términos finales										
FeAlO ₃	0,41	0,20	0,12	0,05	0,08	0,06	0,08	0,64	0,06	0,09
FeSO ₃	0,69	0,00	0,24	0,01	0,08	0,10	0,07	0,32	0,04	0,09
Pirofanita	2,45	2,28	2,07	0,01	0,02	2,14	1,31	2,22	0,00	0,00
Ilmenita	92,90	92,35	95,02	2,20	0,01	95,55	94,41	91,87	0,05	0,01
Hematites	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rutilo	3,55	5,17	2,55	97,73	99,81	2,15	4,13	4,95	99,85	99,81

Tabla B1: Granates de las granulitas metapelíticas.

Muestra: 95655: Semiperfil (figura 4.5 B)							99714: Perfil completo mostrado en la figura 4.5 A															
zona de borde			zona central				zona de borde										zona central (continúa) →					
x (µm):	0	11	22	33	183	450	0	16	32	40	48	56	64	72	80	88	96	104	120	196	347	423
SiO ₂	37,26	37,25	38,18	38,00	38,38	38,48	38,22	38,07	38,21	38,75	37,74	38,49	37,85	36,95	38,01	37,81	38,34	37,62	37,95	37,32	36,65	37,03
Al ₂ O ₃	21,13	21,26	21,02	21,30	21,22	21,22	21,86	21,46	21,42	21,66	21,56	21,50	21,63	21,84	21,54	21,71	21,20	21,56	21,61	21,44	21,56	21,45
FeO	27,30	30,44	29,97	30,60	30,43	30,32	26,89	28,27	29,20	29,85	30,28	29,95	30,16	30,07	29,92	29,94	29,82	30,38	30,56	30,25	30,43	30,81
MnO	1,02	0,97	1,15	1,07	1,03	1,07	0,93	1,03	1,07	1,19	1,07	1,14	1,02	1,28	1,06	1,05	1,28	1,20	1,24	1,35	1,16	1,17
MgO	5,68	6,92	6,98	7,11	7,27	7,13	5,06	6,36	6,97	7,30	7,22	7,26	7,31	7,33	7,09	7,18	7,27	7,12	7,17	7,34	7,23	5,92
CaO	6,90	2,67	2,54	2,32	2,04	2,33	6,96	4,07	2,77	2,41	2,30	2,40	2,17	2,11	2,16	2,19	2,06	2,14	2,06	2,02	2,05	2,33
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TiO ₂	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,10	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00	0,11	0,02	0,07	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02
NiO	0,06	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,05	0,00	0,05	0,00	0,03	0,09	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,06	0,02	0,12	0,00	0,04	0,00	0,02	0,06	0,04	0,00	0,12	0,00	0,01	0,06	0,00	0,02	0,05	0,05	0,01	0,11
Total	99,41	99,55	99,93	100,42	100,56	100,56	100,03	99,29	99,84	101,23	100,29	100,82	100,28	99,63	99,89	99,94	100,07	100,08	100,68	99,78	99,11	98,84
Cationes ajustados a 8																						
Si	2,928	2,927	2,989	2,960	2,984	2,992	2,987	2,994	2,988	2,988	2,940	2,981	2,947	2,894	2,973	2,954	2,994	2,939	2,948	2,922	2,889	2,948
Al ^{IV}	0,072	0,073	0,011	0,040	0,016	0,008	0,013	0,006	0,012	0,012	0,060	0,019	0,053	0,106	0,027	0,046	0,006	0,061	0,052	0,078	0,111	0,052
Al ^M	1,884	1,896	1,928	1,915	1,928	1,937	2,001	1,983	1,962	1,956	1,919	1,943	1,931	1,910	1,958	1,952	1,945	1,924	1,927	1,900	1,892	1,961
Fe ³⁺	0,182	0,175	0,079	0,124	0,084	0,071	0,011	0,020	0,038	0,052	0,133	0,076	0,113	0,197	0,055	0,089	0,054	0,135	0,119	0,175	0,219	0,081
Fe ²⁺	1,612	1,825	1,883	1,870	1,894	1,900	1,746	1,838	1,872	1,872	1,840	1,863	1,850	1,771	1,902	1,866	1,892	1,849	1,866	1,805	1,787	1,970
Mn	0,068	0,064	0,076	0,070	0,068	0,070	0,061	0,069	0,071	0,078	0,070	0,075	0,067	0,085	0,070	0,069	0,085	0,079	0,082	0,089	0,077	0,079
Mg	0,665	0,810	0,815	0,826	0,843	0,826	0,590	0,745	0,812	0,840	0,839	0,839	0,848	0,856	0,827	0,836	0,846	0,829	0,830	0,857	0,849	0,702
Ca	0,581	0,225	0,213	0,194	0,170	0,194	0,583	0,343	0,232	0,199	0,192	0,199	0,181	0,177	0,181	0,183	0,173	0,179	0,172	0,170	0,173	0,199
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ti	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,006	0,001	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Ni	0,004	0,003	0,002	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	0,005	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,001	0,004	0,001	0,007	0,000	0,003	0,000	0,001	0,004	0,002	0,000	0,007	0,000	0,001	0,003	0,000	0,001	0,003	0,003	0,001	0,007
XAlm	0,577	0,645	0,640	0,646	0,647	0,644	0,588	0,616	0,631	0,633	0,642	0,636	0,642	0,638	0,645	0,642	0,638	0,646	0,647	0,640	0,646	0,677
XPrp	0,214	0,261	0,266	0,268	0,276	0,270	0,197	0,247	0,268	0,276	0,273	0,275	0,277	0,277	0,272	0,275	0,277	0,270	0,271	0,277	0,274	0,232
XGrs	0,187	0,072	0,070	0,063	0,056	0,063	0,195	0,114	0,077	0,065	0,062	0,065	0,059	0,057	0,060	0,060	0,057	0,058	0,056	0,055	0,056	0,066
XSps	0,022	0,021	0,025	0,023	0,022	0,023	0,021	0,023	0,024	0,026	0,023	0,024	0,022	0,028	0,023	0,023	0,028	0,026	0,027	0,029	0,025	0,026
Fe/(Fe+Mg)	0,729	0,712	0,706	0,707	0,701	0,705	0,749	0,714	0,702	0,696	0,702	0,698	0,698	0,697	0,703	0,701	0,697	0,705	0,705	0,698	0,703	0,745

Tabla B1 (continuación): Granates de las granulitas metapelíticas.

Muestra:	99714: Perfil completo mostrado en la figura 4.5 A (continuación)																				
	zona central															zona de borde					
x (μm):	499	726	801	877	953	1028	1180	1300	1314	1328	1342	1356	1370	1383	1397	1411	1425	1439	1467	1481	1494
SiO ₂	36,94	37,30	37,71	37,38	37,04	36,74	36,78	37,60	37,11	37,34	37,20	37,80	37,17	37,89	37,60	38,32	38,41	38,22	38,12	37,83	38,43
Al ₂ O ₃	21,58	21,48	21,57	21,69	21,69	21,57	21,90	21,72	21,73	21,72	21,64	21,63	21,47	21,42	21,46	21,67	21,66	22,01	21,73	21,75	21,98
FeO	29,43	29,85	29,27	29,44	30,21	29,78	30,06	29,75	30,32	29,98	30,14	29,95	30,52	29,01	29,56	29,86	27,77	28,02	27,85	28,06	25,21
MnO	1,06	1,04	1,02	1,09	1,13	1,24	1,06	1,12	1,15	0,96	1,03	1,16	1,10	1,18	1,00	1,18	0,97	1,10	1,17	1,18	0,67
MgO	7,10	7,32	7,33	7,12	7,31	7,48	7,52	7,52	7,50	7,40	7,41	7,24	7,40	7,35	7,33	7,37	7,11	7,06	7,21	7,15	7,32
CaO	2,56	2,45	2,20	2,92	2,29	2,24	1,93	2,02	2,03	2,01	2,01	1,98	2,14	2,10	1,94	2,03	2,13	2,32	2,32	2,49	5,60
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
TiO ₂	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,08	0,02	0,00	0,09	0,00	0,04	0,07	0,03	0,13	0,24	0,20	0,56	0,22	0,21
NiO	0,10	0,13	0,00	0,10	0,03	0,02	0,09	0,06	0,09	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,11	0,01	0,11	0,00	0,00	0,03	0,00
Cr ₂ O ₃	0,07	0,01	0,03	0,02	0,04	0,11	0,08	0,07	0,11	0,01	0,12	0,16	0,10	0,06	0,10	0,13	0,12	0,01	0,10	0,02	0,00
Total	98,84	99,61	99,12	99,74	99,77	99,22	99,43	99,94	100,06	99,42	99,66	99,91	99,94	99,15	99,14	100,72	98,57	98,94	99,09	98,78	99,41
Cationes ajustados a 8																					
Si	2,916	2,922	2,964	2,923	2,898	2,887	2,884	2,933	2,894	2,928	2,913	2,954	2,905	2,979	2,959	2,970	3,033	3,007	2,996	2,980	2,984
Al ^{IV}	0,084	0,078	0,036	0,077	0,102	0,113	0,116	0,067	0,106	0,072	0,087	0,046	0,095	0,021	0,041	0,030	-0,033	-0,007	0,004	0,020	0,016
Al ^{VI}	1,923	1,904	1,962	1,922	1,898	1,885	1,907	1,929	1,892	1,936	1,911	1,947	1,883	1,964	1,949	1,949	2,049	2,047	2,009	2,000	1,995
Fe ³⁺	0,155	0,172	0,072	0,154	0,197	0,219	0,204	0,127	0,206	0,135	0,159	0,089	0,201	0,045	0,086	0,060	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,788	1,783	1,852	1,772	1,780	1,738	1,766	1,814	1,771	1,831	1,815	1,869	1,794	1,862	1,860	1,875	1,834	1,843	1,831	1,848	1,636
Mn	0,071	0,069	0,068	0,072	0,075	0,083	0,071	0,074	0,076	0,064	0,069	0,077	0,073	0,079	0,067	0,077	0,065	0,073	0,078	0,079	0,044
Mg	0,835	0,855	0,859	0,829	0,853	0,876	0,879	0,874	0,872	0,865	0,865	0,844	0,862	0,861	0,860	0,852	0,837	0,828	0,845	0,840	0,847
Ca	0,217	0,206	0,185	0,244	0,192	0,189	0,162	0,169	0,170	0,169	0,169	0,165	0,179	0,177	0,163	0,169	0,180	0,195	0,195	0,210	0,466
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,007	0,000
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Ti	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,005	0,001	0,000	0,005	0,000	0,003	0,004	0,001	0,007	0,014	0,012	0,033	0,013	0,012
Ni	0,006	0,008	0,000	0,006	0,002	0,001	0,006	0,004	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,007	0,001	0,007	0,000	0,000	0,002	0,000
Cr	0,004	0,000	0,002	0,001	0,002	0,007	0,005	0,004	0,007	0,001	0,007	0,010	0,006	0,003	0,006	0,008	0,008	0,000	0,006	0,001	0,000
XAlm	0,634	0,634	0,634	0,627	0,639	0,630	0,639	0,635	0,639	0,642	0,642	0,643	0,642	0,631	0,641	0,638	0,629	0,627	0,621	0,621	0,547
XPrp	0,272	0,277	0,283	0,270	0,275	0,282	0,285	0,286	0,282	0,282	0,281	0,277	0,277	0,285	0,283	0,281	0,287	0,282	0,287	0,282	0,283
XGrs	0,071	0,067	0,061	0,080	0,062	0,061	0,053	0,055	0,055	0,055	0,055	0,054	0,058	0,059	0,054	0,056	0,062	0,066	0,066	0,071	0,156
XSps	0,023	0,022	0,022	0,023	0,024	0,027	0,023	0,024	0,024	0,021	0,022	0,025	0,024	0,026	0,022	0,026	0,022	0,025	0,026	0,027	0,015
Fe/(Fe+Mg)	0,699	0,696	0,691	0,699	0,699	0,691	0,691	0,689	0,694	0,694	0,695	0,699	0,698	0,689	0,693	0,694	0,687	0,690	0,684	0,687	0,659

Tabla B2: Ortopiroxenos de las granulitas metapelíticas.

Muestra:	95655												99714											
Situación:	C	C	C	C	B	C	B	C	C	C	C	C	C	C	C	B	C	C	B	C	C	B		
SiO ₂	48,97	49,53	49,32	49,22	49,62	49,07	49,54	48,85	48,85	49,47	48,35	49,01	51,07	50,61	50,64	51,77	50,74	50,92	49,22	51,59	50,84	51,18	51,16	
Al ₂ O ₃	5,01	3,67	4,77	4,88	3,59	4,80	3,41	5,05	5,37	4,20	4,90	4,37	2,23	2,15	2,40	2,11	2,08	2,52	2,68	1,27	2,81	2,56	1,67	
FeO	27,35	27,63	26,96	27,77	26,68	27,64	27,53	27,58	27,29	27,67	27,28	27,21	27,90	27,97	27,87	28,52	29,19	28,43	27,14	27,16	27,94	25,35	28,17	
MnO	0,24	0,32	0,26	0,27	0,30	0,26	0,41	0,27	0,31	0,26	0,38	0,34	0,33	0,42	0,48	0,36	0,48	0,35	0,35	0,33	0,33	0,24	0,41	
MgO	17,42	18,04	17,70	17,30	17,62	17,71	17,11	17,14	17,31	17,63	17,13	17,84	18,62	18,43	18,70	18,42	18,07	18,20	18,85	19,51	18,10	20,00	18,79	
CaO	0,07	0,10	0,11	0,09	0,13	0,10	0,12	0,09	0,07	0,10	0,11	0,10	0,27	0,25	0,20	0,23	0,36	0,21	0,24	0,31	0,17	0,25	0,34	
Na ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
TiO ₂	0,17	0,06	0,09	0,03	0,08	0,10	0,16	0,03	0,15	0,10	0,20	0,03	0,07	0,06	0,05	0,05	0,03	0,06	0,13	0,05	0,19	0,06	0,04	
NiO	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00	0,02	
Cr ₂ O ₃	0,05	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,07	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,05	0,04	0,00	0,07	0,08	0,06	0,10	0,09	0,09	0,03	0,09	
Total	99,29	99,40	99,32	99,62	98,04	99,73	98,35	99,07	99,42	99,48	98,42	98,92	100,57	99,98	100,35	101,52	101,04	100,75	98,71	100,35	100,53	99,67	100,69	
Cationes ajustados a 4																								
Si	1,880	1,899	1,890	1,886	1,929	1,875	1,929	1,882	1,873	1,897	1,875	1,886	1,937	1,933	1,923	1,950	1,925	1,932	1,895	1,954	1,932	1,936	1,939	
Al ^{IV}	0,120	0,101	0,110	0,114	0,071	0,125	0,071	0,118	0,127	0,103	0,125	0,114	0,063	0,067	0,077	0,050	0,075	0,068	0,105	0,046	0,068	0,064	0,061	
Al ^{VI}	0,107	0,065	0,105	0,106	0,093	0,090	0,085	0,111	0,116	0,087	0,099	0,084	0,036	0,029	0,031	0,044	0,018	0,045	0,016	0,010	0,057	0,050	0,014	
Fe ³⁺	0,004	0,032	0,000	0,008	0,000	0,029	0,000	0,007	0,002	0,008	0,013	0,028	0,021	0,033	0,043	0,001	0,054	0,018	0,078	0,031	0,001	0,010	0,042	
Fe ²⁺	0,875	0,854	0,864	0,881	0,867	0,854	0,896	0,881	0,873	0,880	0,872	0,848	0,864	0,860	0,842	0,897	0,872	0,884	0,796	0,829	0,887	0,792	0,850	
Mn	0,008	0,010	0,008	0,009	0,010	0,008	0,014	0,009	0,010	0,008	0,012	0,011	0,011	0,014	0,015	0,011	0,015	0,011	0,012	0,011	0,010	0,008	0,013	
Mg	0,997	1,031	1,011	0,988	1,021	1,009	0,993	0,984	0,990	1,008	0,990	1,024	1,053	1,049	1,059	1,034	1,022	1,030	1,082	1,101	1,025	1,128	1,062	
Ca	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,011	0,010	0,008	0,009	0,015	0,008	0,010	0,013	0,007	0,010	0,014	
Na	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ti	0,005	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,005	0,001	0,004	0,003	0,006	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,004	0,001	0,005	0,002	0,001	
Ni	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,001	0,003	
Fe/(Fe+Mg)	0,47	0,46	0,46	0,47	0,46	0,47	0,47	0,47	0,47	0,47	0,47	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,48	0,47	0,45	0,44	0,46	0,42	0,46	
En (%)	52,87	53,40	53,55	52,27	53,64	52,98	52,05	52,22	52,71	52,83	52,35	53,46	54,31	54,29	55,01	52,99	53,12	53,26	56,98	56,37	53,04	58,22	54,76	
Fs (%)	46,98	46,39	46,21	47,54	46,07	46,82	47,70	47,58	47,13	46,95	47,42	46,32	45,11	45,19	44,56	46,54	46,11	46,29	42,51	42,99	46,44	41,26	44,54	
Wo (%)	0,15	0,21	0,24	0,19	0,29	0,20	0,25	0,20	0,16	0,22	0,24	0,22	0,57	0,52	0,43	0,47	0,77	0,43	0,51	0,64	0,37	0,52	0,71	

C = Centros, B = Bordes.

Tabla B3: Plagioclasas de las granulitas metapelíticas.

Muestra:	91714							95655														99269	
								Perfil de la figura 4.9 E															
Situación:	C	B	C	C	C	B	C	B	I	I	I	I	B	C	C	C	C	C	B	C	B	C	C
SiO ₂	58,64	57,80	58,94	59,20	58,53	58,77	59,64	58,12	59,27	57,87	60,72	58,88	58,71	59,10	59,02	58,65	58,04	58,43	58,88	57,35	58,88	62,45	62,58
Al ₂ O ₃	25,30	25,77	25,54	25,61	25,27	25,51	25,57	25,99	25,49	26,34	24,60	25,87	25,83	25,64	25,61	25,19	25,83	25,79	25,50	25,99	25,77	23,23	23,06
FeO	0,04	0,00	0,07	0,06	0,17	0,04	0,13	0,11	0,06	0,01	0,02	0,19	0,33	0,02	0,00	0,01	0,05	0,08	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00
MnO	0,03	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,01	0,04	0,08	0,01	0,03	0,01	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,02
MgO	0,02	0,04	0,06	0,06	0,23	0,05	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
CaO	7,94	7,83	7,69	7,90	7,80	8,03	7,62	7,62	7,11	7,87	5,96	7,15	6,75	7,04	7,43	7,37	7,47	7,41	7,58	7,91	7,17	4,81	4,95
Na ₂ O	6,85	6,85	6,84	6,80	6,83	6,70	7,23	6,54	7,51	7,05	8,29	7,65	7,72	7,52	7,37	7,45	7,27	7,41	7,33	7,26	7,43	8,57	8,58
K ₂ O	0,35	0,21	0,18	0,37	0,40	0,23	0,03	0,13	0,19	0,19	0,22	0,20	0,13	0,23	0,17	0,16	0,18	0,21	0,18	0,18	0,20	0,29	0,25
TiO ₂	0,04	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,00	0,06
NiO	0,01	0,04	0,00	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,12	0,01	0,03	0,00
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01	0,09	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02
Total	99,28	98,56	99,42	100,03	99,35	99,45	100,34	98,61	99,68	99,39	99,84	100,14	99,63	99,57	99,63	98,84	98,90	99,42	99,57	99,03	99,50	99,46	99,51
Cationes ajustados a 5																							
Si	2,645	2,622	2,655	2,651	2,636	2,649	2,657	2,643	2,651	2,599	2,699	2,619	2,623	2,644	2,642	2,644	2,617	2,619	2,639	2,582	2,637	2,786	2,792
Al ^{IV}	0,355	0,378	0,345	0,349	0,364	0,351	0,343	0,357	0,349	0,401	0,301	0,381	0,377	0,356	0,358	0,356	0,383	0,381	0,361	0,418	0,363	0,214	0,208
Al ^{VI}	0,990	1,000	1,011	1,002	0,978	1,004	1,000	1,036	0,994	0,994	0,987	0,974	0,982	0,996	0,994	0,983	0,989	0,982	0,985	0,962	0,998	1,008	1,004
Fe(t)	0,002	0,000	0,003	0,002	0,006	0,001	0,005	0,004	0,002	0,000	0,001	0,007	0,012	0,001	0,000	0,000	0,002	0,003	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001
Mg	0,001	0,003	0,004	0,004	0,015	0,003	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Ca	0,384	0,381	0,371	0,379	0,376	0,388	0,363	0,371	0,341	0,379	0,284	0,341	0,323	0,337	0,356	0,356	0,361	0,356	0,364	0,382	0,344	0,230	0,236
Na	0,599	0,603	0,597	0,590	0,596	0,585	0,625	0,577	0,651	0,614	0,714	0,659	0,669	0,652	0,639	0,651	0,635	0,644	0,637	0,633	0,645	0,742	0,742
K	0,020	0,012	0,010	0,021	0,023	0,013	0,002	0,008	0,011	0,011	0,012	0,012	0,007	0,013	0,010	0,009	0,010	0,012	0,010	0,010	0,011	0,016	0,014
Ti	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002
Ni	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000
Cr	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
An	38,26	38,24	37,94	38,26	37,79	39,34	36,71	38,85	33,99	37,75	28,09	33,68	32,33	33,67	35,44	35,06	35,87	35,17	35,98	37,22	34,40	23,27	23,82
Ab	59,72	60,55	60,99	59,59	59,89	59,33	63,10	60,34	64,96	61,17	70,68	65,18	66,95	65,05	63,58	64,05	63,10	63,62	63,01	61,79	64,47	75,09	74,76
Or	2,02	1,21	1,07	2,15	2,32	1,33	0,18	0,81	1,05	1,07	1,23	1,14	0,72	1,28	0,98	0,89	1,03	1,21	1,02	0,99	1,13	1,64	1,42

C = Centros, B = Bordes, I = Zonas internas.

Tabla B4: Biotitas de las granulitas metapelíticas.

Muestra:	95655										99714									
SiO ₂	36,39	36,34	36,09	36,27	36,45	36,22	36,36	36,27	37,86	36,27	35,76	36,00	36,87	37,78	36,01	36,21	36,88	36,89	36,66	36,01
Al ₂ O ₃	17,49	17,60	17,46	17,52	17,58	17,53	17,55	17,52	14,91	15,85	14,97	15,22	14,71	14,88	15,35	14,97	14,94	14,98	15,07	15,35
FeO	15,37	14,72	14,43	14,84	14,92	15,06	15,05	14,84	14,29	16,86	17,73	17,43	14,31	14,06	17,34	16,49	15,27	15,24	15,97	17,34
MnO	0,09	0,02	0,00	0,04	0,01	0,03	0,06	0,04	0,06	0,05	0,00	0,03	0,08	0,06	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03
MgO	12,84	13,27	13,04	13,05	13,21	13,00	13,06	13,05	13,54	11,05	10,75	11,19	13,45	13,69	11,00	11,80	12,78	12,71	12,16	11,00
CaO	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,17	0,16	0,10	0,14	0,01	0,00	0,16	0,14	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	9,39	9,06	9,18	9,21	9,59	9,72	9,22	9,21	9,99	9,68	9,98	9,97	9,94	10,14	9,88	9,96	10,02	9,98	9,99	9,88
TiO ₂	3,91	3,86	3,95	3,91	4,02	3,99	3,89	3,91	4,92	5,06	6,23	5,64	5,73	4,86	5,64	5,87	5,41	5,41	5,46	5,64
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,10	0,02	0,13	0,05	0,08	0,08	0,07	0,09	0,07	0,08
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,07	0,15	0,00	0,03	0,08	0,07	0,06	0,04	0,06	0,07	0,06	0,06
Total	95,69	95,09	94,26	95,01	95,80	95,56	95,39	95,01	95,66	95,15	95,53	95,53	95,30	95,59	95,40	95,45	95,47	95,43	95,48	95,40
Cationes ajustados a 7																				
Si	2,682	2,677	2,685	2,681	2,675	2,672	2,680	2,681	2,787	2,719	2,671	2,688	2,714	2,786	2,693	2,691	2,729	2,731	2,723	2,693
Al ^{IV}	1,318	1,323	1,315	1,319	1,325	1,328	1,320	1,319	1,213	1,281	1,329	1,312	1,286	1,214	1,307	1,309	1,271	1,269	1,277	1,307
Al ^{VI}	0,201	0,205	0,215	0,207	0,195	0,196	0,203	0,207	0,081	0,119	-0,011	0,028	-0,010	0,079	0,045	0,002	0,032	0,038	0,042	0,045
Fe ³⁺	0,205	0,237	0,212	0,218	0,230	0,215	0,221	0,218	0,190	0,218	0,390	0,332	0,357	0,178	0,313	0,360	0,289	0,283	0,284	0,313
Fe ²⁺	0,742	0,670	0,686	0,699	0,686	0,714	0,706	0,699	0,690	0,839	0,718	0,756	0,524	0,689	0,771	0,666	0,656	0,661	0,709	0,771
Mn	0,006	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003	0,000	0,002	0,005	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002
Mg	1,411	1,457	1,446	1,438	1,445	1,430	1,434	1,438	1,486	1,235	1,197	1,246	1,477	1,504	1,226	1,307	1,409	1,402	1,346	1,226
Ca	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,024	0,022	0,014	0,020	0,001	0,000	0,023	0,020	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003
K	0,882	0,851	0,871	0,868	0,898	0,915	0,867	0,868	0,938	0,926	0,951	0,950	0,933	0,953	0,942	0,945	0,945	0,943	0,947	0,942
Ti	0,217	0,214	0,221	0,217	0,222	0,221	0,215	0,217	0,272	0,285	0,350	0,317	0,317	0,269	0,317	0,328	0,301	0,301	0,305	0,317
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007	0,006	0,001	0,008	0,003	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005
Cr	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,009	0,000	0,002	0,005	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,003	0,004
Fe/(Fe+Mg)	0,402	0,384	0,383	0,389	0,388	0,394	0,393	0,389	0,372	0,461	0,481	0,466	0,374	0,366	0,469	0,440	0,402	0,403	0,425	0,469

Tabla C1: Granates de las anfibolitas pobres en Ca (Ortoanfíbol-Cordierita).

Muestra:

99211: Semiperfil mostrado en la figura 4.22

	Borde retrógrado						Borde progrado						Zonas centrales e intermedias									
x (μm):	0	24	47	71	94	118	142	165	242	288	333	560	591	681	725	769	812	856	944	988	1031	1075
SiO ₂	36,86	37,64	37,66	37,52	38,28	38,09	37,35	37,76	38,09	37,21	37,16	36,93	36,95	37,27	37,24	36,79	36,97	36,87	37,29	37,13	37,26	37,06
Al ₂ O ₃	20,98	21,16	21,25	21,30	21,26	21,41	21,44	21,31	21,05	21,04	21,01	20,66	20,77	20,55	20,74	20,82	21,03	20,92	21,02	20,66	21,12	21,15
FeO	34,00	32,36	31,13	31,34	30,22	30,48	31,14	31,40	32,16	33,51	33,56	33,72	35,12	35,23	34,87	35,15	34,26	34,35	34,79	34,44	34,45	34,08
MnO	2,87	2,02	1,84	1,65	1,59	1,68	1,75	1,85	1,87	2,32	2,62	2,69	3,06	2,91	3,11	2,74	2,88	2,69	3,01	2,82	2,79	2,49
MgO	4,76	6,09	7,79	8,50	8,34	8,30	8,31	7,83	6,50	5,32	4,69	4,62	4,41	4,25	4,24	4,73	4,41	4,09	4,03	4,44	4,63	4,92
CaO	1,02	0,94	0,96	1,00	1,01	0,97	1,04	0,96	0,90	0,96	0,98	0,94	1,04	1,05	0,94	0,98	0,98	0,98	1,03	1,11	0,99	0,97
Na ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04	0,05	0,01	0,04
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
TiO ₂	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,07	0,04	0,05	0,02	0,00
NiO	0,02	0,03	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,07	0,10	0,01	0,02	0,02	0,04	0,11	0,01	0,05	0,00	0,03	0,03	0,04	0,03	0,11	0,00	0,14	0,06	0,06	0,03
Total	100,55	100,33	100,54	101,42	100,76	100,99	101,09	101,15	100,75	100,46	100,11	99,63	101,46	101,35	101,18	101,28	100,67	99,99	101,40	100,76	101,36	100,81
Cationes ajustados a 8																						
Si	2,929	2,965	2,929	2,884	2,958	2,939	2,881	2,921	2,982	2,944	2,963	2,961	2,922	2,953	2,954	2,908	2,941	2,957	2,953	2,952	2,940	2,932
Al ^{IV}	0,071	0,035	0,071	0,116	0,042	0,061	0,119	0,079	0,018	0,056	0,037	0,039	0,078	0,047	0,046	0,092	0,059	0,043	0,047	0,048	0,060	0,068
Al ^{VI}	1,894	1,930	1,878	1,814	1,894	1,886	1,831	1,863	1,924	1,907	1,937	1,913	1,858	1,873	1,894	1,847	1,912	1,934	1,914	1,886	1,903	1,904
Fe ³⁺	0,178	0,102	0,189	0,297	0,146	0,170	0,281	0,214	0,082	0,156	0,099	0,135	0,215	0,170	0,151	0,247	0,139	0,104	0,127	0,160	0,155	0,170
Fe ²⁺	2,081	2,030	1,836	1,717	1,806	1,797	1,728	1,817	2,024	2,061	2,139	2,126	2,108	2,164	2,163	2,076	2,140	2,200	2,176	2,129	2,118	2,085
Mn	0,193	0,135	0,108	0,107	0,104	0,110	0,114	0,121	0,124	0,155	0,177	0,183	0,205	0,195	0,209	0,184	0,194	0,183	0,202	0,190	0,186	0,167
Mg	0,564	0,715	0,903	0,974	0,961	0,955	0,956	0,903	0,759	0,628	0,558	0,552	0,520	0,502	0,501	0,557	0,523	0,489	0,476	0,526	0,545	0,580
Ca	0,087	0,080	0,080	0,082	0,083	0,080	0,086	0,079	0,075	0,082	0,083	0,081	0,088	0,089	0,080	0,083	0,084	0,084	0,087	0,095	0,083	0,082
Na	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,009	0,002	0,009	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,006	0,008	0,002	0,006
K	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002
Ti	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004	0,002	0,003	0,001	0,000
Ni	0,001	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
Cr	0,001	0,002	0,004	0,006	0,001	0,001	0,001	0,003	0,007	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,007	0,000	0,009	0,004	0,004	0,002
XAlm	0,728	0,696	0,650	0,634	0,630	0,632	0,635	0,648	0,687	0,719	0,732	0,735	0,741	0,748	0,745	0,738	0,740	0,753	0,751	0,739	0,736	0,731
XPrp	0,182	0,234	0,290	0,306	0,310	0,307	0,302	0,288	0,248	0,204	0,182	0,179	0,166	0,161	0,162	0,177	0,170	0,160	0,155	0,170	0,176	0,188
XGrs	0,028	0,026	0,026	0,026	0,027	0,026	0,027	0,025	0,025	0,027	0,027	0,026	0,028	0,029	0,026	0,026	0,027	0,027	0,028	0,030	0,027	0,027
XSps	0,062	0,044	0,035	0,034	0,033	0,035	0,036	0,039	0,040	0,050	0,058	0,059	0,065	0,063	0,067	0,058	0,063	0,060	0,066	0,061	0,060	0,054
Fe/(Fe+Mg)	0,800	0,749	0,691	0,674	0,670	0,673	0,678	0,692	0,735	0,779	0,801	0,804	0,817	0,823	0,822	0,807	0,813	0,825	0,829	0,813	0,807	0,795

Tabla C1 (continuación): Granates de las anfibolitas pobres en Ca (ortoanfíbol-cordierita).

Muestra: 99211: Semiperfil mostrado en la figura 4.22											99213: Semiperfil mostrado en la figura 4.22										
Zonas centrales e intermedias					Borde progrado			Borde retrógrado			Zonas centrales e intermedias						Borde progr.		Borde retrógrado		
x (µm):	0	91	334	380	410	440	478	614	659	704	0	200	349	455	488	521	554	615	645	691	721
SiO ₂	36,76	37,19	37,37	38,04	38,40	37,75	38,29	37,49	37,83	37,20	37,12	37,48	36,83	37,18	37,97	37,80	38,16	37,71	37,91	37,05	36,46
Al ₂ O ₃	20,86	20,78	21,10	21,47	21,46	21,63	21,63	21,07	21,34	21,14	20,74	20,65	20,89	20,63	20,99	21,01	21,05	21,27	20,83	21,19	20,88
FeO	34,12	34,33	32,72	30,96	29,62	28,81	28,50	33,67	31,14	32,93	35,86	36,29	36,18	36,13	34,05	33,62	31,17	31,75	32,40	35,43	36,39
MnO	2,64	2,89	2,33	1,84	1,67	1,37	1,61	2,12	1,62	2,02	1,68	1,55	1,64	1,37	1,03	0,84	0,80	0,91	0,76	1,00	1,55
MgO	4,68	4,45	6,00	7,65	8,72	9,16	8,99	5,69	7,05	5,58	4,27	4,34	4,31	4,69	6,31	7,32	8,32	8,40	7,86	6,46	4,52
CaO	0,95	1,07	1,04	1,03	1,00	0,99	0,93	1,00	0,87	0,88	1,03	1,08	0,93	0,88	0,89	0,87	0,79	0,85	0,85	0,76	0,92
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
TiO ₂	0,02	0,00	0,09	0,06	0,04	0,01	0,04	0,05	0,03	0,06	0,00	0,07	0,01	0,06	0,02	0,02	0,03	0,08	0,04	0,03	0,03
NiO	0,16	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,11	0,01	0,04	0,00	0,00	0,11	0,04	0,07	0,05	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,02	0,07	0,00	0,03	0,10	0,11	0,07	0,00	0,10	0,01	0,04	0,04	0,12	0,08	0,01	0,16	0,11	0,02	0,08
Total	100,18	100,80	100,71	101,20	100,90	99,75	100,07	101,19	99,95	99,86	100,90	101,47	100,87	100,99	101,39	101,69	100,38	101,19	100,80	101,97	100,85
Cationes ajustados a 8																					
Si	2,933	2,955	2,938	2,940	2,954	2,925	2,960	2,942	2,970	2,954	2,952	2,964	2,930	2,948	2,963	2,924	2,963	2,908	2,945	2,877	2,898
Al ^{IV}	0,067	0,045	0,062	0,060	0,046	0,075	0,040	0,058	0,030	0,046	0,048	0,036	0,070	0,052	0,037	0,076	0,037	0,092	0,055	0,123	0,102
Al ^{VI}	1,896	1,901	1,892	1,896	1,901	1,901	1,931	1,890	1,944	1,933	1,896	1,889	1,887	1,876	1,893	1,840	1,890	1,840	1,852	1,817	1,854
Fe ³⁺	0,169	0,139	0,165	0,158	0,140	0,171	0,098	0,156	0,078	0,109	0,147	0,139	0,182	0,168	0,135	0,229	0,143	0,234	0,192	0,303	0,239
Fe ²⁺	2,108	2,141	1,986	1,843	1,766	1,696	1,745	2,054	1,966	2,078	2,238	2,261	2,225	2,227	2,087	1,946	1,881	1,813	1,913	1,998	2,180
Mn	0,179	0,194	0,155	0,120	0,109	0,090	0,105	0,141	0,108	0,136	0,113	0,104	0,110	0,092	0,068	0,055	0,052	0,059	0,050	0,066	0,104
Mg	0,557	0,528	0,703	0,882	1,000	1,058	1,036	0,666	0,825	0,661	0,506	0,511	0,510	0,554	0,734	0,845	0,963	0,965	0,910	0,748	0,536
Ca	0,081	0,091	0,087	0,086	0,083	0,082	0,077	0,084	0,073	0,075	0,088	0,092	0,079	0,074	0,074	0,072	0,066	0,070	0,071	0,063	0,079
Na	0,000	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
Ti	0,001	0,000	0,005	0,003	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002	0,003	0,000	0,004	0,000	0,003	0,001	0,001	0,002	0,005	0,002	0,002	0,002
Ni	0,010	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,007	0,000	0,002	0,000	0,000	0,007	0,003	0,004	0,003	0,000	0,000
Cr	0,000	0,005	0,001	0,004	0,000	0,002	0,006	0,007	0,005	0,000	0,006	0,000	0,002	0,002	0,007	0,005	0,000	0,010	0,007	0,001	0,005
XAlm	0,736	0,737	0,695	0,648	0,615	0,603	0,602	0,713	0,670	0,715	0,771	0,772	0,775	0,769	0,717	0,691	0,652	0,652	0,671	0,724	0,771
XPrp	0,180	0,171	0,227	0,285	0,323	0,342	0,339	0,215	0,271	0,216	0,164	0,165	0,164	0,178	0,237	0,268	0,310	0,307	0,290	0,235	0,171
XGrs	0,026	0,029	0,028	0,028	0,027	0,026	0,025	0,027	0,024	0,025	0,028	0,030	0,025	0,024	0,024	0,023	0,021	0,022	0,023	0,020	0,025
XSps	0,058	0,063	0,050	0,039	0,035	0,029	0,034	0,046	0,035	0,044	0,037	0,033	0,035	0,030	0,022	0,018	0,017	0,019	0,016	0,021	0,033
Fe/(Fe+Mg)	0,804	0,812	0,754	0,694	0,656	0,638	0,640	0,768	0,712	0,768	0,825	0,824	0,825	0,812	0,752	0,720	0,678	0,680	0,698	0,755	0,819

Tabla C1 (cont.): Granates de las anfibolitas pobres en Ca (Oam-Crd).

Granates de las anfibolitas Pobres en Ca (Cum-Crd)

Muestra:	99210: Puntos seleccionados del semiperfil de la figura 4.22												98348: semiperfil de la figura 4.22											
	Zonas centrales e intermedias												B. pr.	Borde retrogr.	Zonas centrales e intermedias					Borde Progr.		Borde retrogr.		
x (μm):	182	212	303	333	485	636	667	697	727	758	788	818	0	46	173	309	350	404	436	481	517			
SiO ₂	37,20	37,60	37,12	37,03	37,59	37,43	37,61	36,92	37,07	37,54	37,84	37,66	36,81	36,56	36,65	36,87	36,68	36,46	36,59	36,60	36,09			
Al ₂ O ₃	20,41	20,48	20,21	20,53	20,40	20,22	19,85	20,39	20,49	20,79	20,68	20,77	21,15	21,00	20,92	20,83	20,88	21,25	20,99	20,97	20,79			
FeO	35,16	34,65	35,59	35,33	34,96	36,15	35,29	35,12	33,33	33,32	33,82	34,46	34,01	35,87	35,43	35,22	34,27	32,83	32,99	34,67	35,16			
MnO	1,61	1,58	1,61	1,62	1,55	1,88	1,49	1,35	1,14	1,03	0,98	1,40	1,16	1,51	1,67	1,57	1,08	0,92	0,90	1,10	1,33			
MgO	3,92	4,00	4,17	4,16	4,13	3,67	3,92	4,67	5,58	6,03	5,79	4,92	6,37	4,87	4,26	4,75	6,34	7,67	7,24	5,96	4,88			
CaO	1,02	0,94	0,75	0,80	0,77	1,02	1,26	0,79	0,77	0,77	0,84	0,78	1,58	1,66	1,70	1,65	1,63	1,65	1,72	1,72	1,90			
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00			
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,08	0,04	0,01	0,00	0,03	0,06	0,04	0,10	0,06	0,00			
NiO	0,00	0,03	0,00	0,10	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,04	0,02	0,04			
Cr ₂ O ₃	0,10	0,12	0,03	0,04	0,00	0,08	0,02	0,04	0,11	0,09	0,00	0,12	0,12	0,05	0,08	0,01	0,07	0,08	0,14	0,04	0,03			
Total	99,42	99,40	99,47	99,67	99,48	100,50	99,43	99,29	98,56	99,60	99,96	100,18	101,27	101,53	100,74	100,93	101,09	100,90	100,70	101,14	100,21			
Cationes ajustados a 8																								
Si	3,005	3,034	2,996	2,981	3,031	3,002	3,040	2,974	2,985	2,982	3,002	2,999	2,873	2,877	2,915	2,918	2,871	2,831	2,855	2,869	2,874			
Al ^{IV}	-0,005	-0,034	0,004	0,019	-0,031	-0,002	-0,040	0,026	0,015	0,018	-0,002	0,001	0,127	0,123	0,085	0,082	0,129	0,169	0,145	0,131	0,126			
Al ^{VI}	1,948	1,982	1,919	1,928	1,969	1,913	1,931	1,910	1,930	1,929	1,935	1,948	1,818	1,824	1,875	1,862	1,796	1,775	1,786	1,806	1,824			
Fe ³⁺	0,041	0,000	0,083	0,087	0,000	0,080	0,028	0,114	0,069	0,086	0,064	0,037	0,299	0,295	0,205	0,216	0,322	0,385	0,339	0,315	0,301			
Fe ²⁺	2,334	2,338	2,319	2,290	2,356	2,344	2,357	2,251	2,176	2,127	2,179	2,258	1,920	2,065	2,151	2,115	1,920	1,747	1,814	1,957	2,040			
Mn	0,110	0,108	0,110	0,110	0,106	0,128	0,102	0,092	0,078	0,069	0,066	0,095	0,077	0,101	0,112	0,105	0,071	0,060	0,059	0,073	0,090			
Mg	0,472	0,481	0,502	0,499	0,496	0,439	0,472	0,560	0,670	0,714	0,684	0,584	0,741	0,572	0,505	0,560	0,739	0,888	0,842	0,696	0,579			
Ca	0,089	0,081	0,065	0,069	0,067	0,088	0,109	0,068	0,066	0,065	0,071	0,067	0,132	0,140	0,145	0,139	0,137	0,137	0,144	0,145	0,162			
Na	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000			
Ti	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,002	0,004	0,002	0,006	0,004	0,000			
Ni	0,000	0,002	0,000	0,007	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,000	0,003	0,001	0,002			
Cr	0,006	0,008	0,002	0,002	0,000	0,005	0,002	0,003	0,007	0,006	0,000	0,007	0,007	0,003	0,005	0,000	0,004	0,005	0,009	0,003	0,002			
XAlm	0,780	0,777	0,780	0,778	0,774	0,787	0,777	0,767	0,734	0,723	0,732	0,755	0,700	0,744	0,756	0,743	0,703	0,663	0,673	0,713	0,738			
XPrp	0,155	0,160	0,163	0,163	0,170	0,143	0,154	0,182	0,219	0,233	0,223	0,192	0,234	0,180	0,162	0,179	0,232	0,276	0,263	0,219	0,183			
XGrs	0,029	0,027	0,021	0,022	0,023	0,028	0,035	0,022	0,022	0,021	0,023	0,022	0,042	0,044	0,046	0,044	0,043	0,043	0,045	0,045	0,051			
XSps	0,036	0,036	0,036	0,036	0,034	0,041	0,033	0,030	0,026	0,023	0,021	0,031	0,024	0,032	0,036	0,034	0,022	0,019	0,018	0,023	0,028			
Fe/(Fe+Mg)	0,834	0,829	0,827	0,827	0,820	0,847	0,835	0,809	0,770	0,756	0,766	0,797	0,750	0,805	0,823	0,806	0,752	0,706	0,719	0,765	0,802			

Tabla C2: Anfíboles de las anfibolitas pobres en Ca.

Muestra:	Anfibolitas con antofilita + cordierita														Anfibolitas con cummingtonita + cordierita									
	99210							99211							99213		98348							
SiO ₂	50,05	53,02	51,47	49,21	50,17	49,53	51,83	52,43	50,81	51,44	53,42	53,22	53,20	49,33	47,64	51,86	53,19	53,03	52,80	52,42	52,65	53,16		
Al ₂ O ₃	6,07	1,89	4,56	7,31	5,41	5,91	3,46	2,41	5,02	3,86	1,53	1,48	1,53	6,56	8,41	2,57	0,79	1,10	0,94	1,74	1,15	1,19		
FeO	25,42	25,13	24,75	24,74	26,02	26,60	25,28	25,08	24,47	24,25	24,87	25,00	25,52	25,40	25,88	27,33	26,68	26,51	27,48	27,69	27,73	26,94		
MnO	0,30	0,17	0,26	0,37	0,30	0,41	0,53	0,42	0,58	0,49	0,44	0,42	0,39	0,25	0,32	0,37	0,29	0,25	0,32	0,39	0,19	0,26		
MgO	14,74	16,39	15,43	14,63	15,46	15,02	17,22	17,51	16,47	17,10	17,65	17,71	17,72	14,53	13,99	15,96	16,72	16,52	16,21	16,33	16,12	16,53		
CaO	0,26	0,12	0,23	0,20	0,19	0,25	0,22	0,21	0,26	0,19	0,22	0,19	0,18	0,22	0,27	0,36	0,41	0,32	0,48	0,34	0,27	0,25		
Na ₂ O	0,42	0,00	0,36	0,59	0,40	0,43	0,15	0,10	0,43	0,28	0,06	0,04	0,04	0,61	0,77	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00		
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
TiO ₂	0,09	0,04	0,07	0,11	0,08	0,10	0,09	0,12	0,10	0,09	0,24	0,16	0,19	0,03	0,12	0,07	0,05	0,02	0,02	0,04	0,05	0,04		
NiO	0,12	0,00	0,00	0,04	0,09	0,02	0,09	0,07	0,00	0,00	0,01	0,08	0,08	0,00	0,11	0,00	0,04	0,00	0,06	0,02	0,02	0,01		
Cr ₂ O ₃	0,08	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,09	0,11	0,09	0,05	0,01	0,09	0,07	0,07	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00		
Total	97,54	96,75	97,14	97,23	98,19	98,28	98,88	98,32	98,23	97,81	98,54	98,40	98,88	97,02	97,61	98,62	98,17	97,74	98,31	99,05	98,20	98,38		
Σ Cationes = 15																								
Si	7,360	7,876	7,586	7,228	7,323	7,235	7,488	7,617	7,365	7,485	7,756	7,741	7,706	7,277	6,982	7,599	7,814	7,823	7,772	7,648	7,761	7,797		
Al ^{IV}	0,640	0,124	0,414	0,772	0,677	0,765	0,512	0,383	0,635	0,515	0,244	0,259	0,294	0,723	1,018	0,401	0,186	0,177	0,228	0,352	0,239	0,203		
Al ^{VI}	0,413	0,206	0,379	0,493	0,253	0,253	0,077	0,029	0,223	0,147	0,017	0,000	0,000	0,418	0,435	0,043	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,003		
Fe ³⁺	0,317	0,000	0,121	0,419	0,512	0,612	0,457	0,357	0,503	0,414	0,179	0,224	0,293	0,460	0,761	0,334	0,223	0,158	0,288	0,396	0,273	0,191		
Fe ²⁺	2,809	3,121	2,930	2,620	2,664	2,637	2,597	2,690	2,463	2,537	2,840	2,817	2,798	2,673	2,410	3,014	3,054	3,112	3,094	2,982	3,145	3,112		
Mn	0,037	0,021	0,032	0,046	0,037	0,051	0,065	0,051	0,071	0,060	0,054	0,052	0,048	0,032	0,040	0,045	0,035	0,031	0,040	0,048	0,024	0,033		
Mg	3,232	3,629	3,391	3,204	3,364	3,270	3,708	3,792	3,559	3,710	3,821	3,840	3,825	3,196	3,058	3,487	3,661	3,632	3,557	3,553	3,541	3,616		
Ca	0,041	0,019	0,036	0,031	0,030	0,039	0,034	0,032	0,040	0,030	0,034	0,029	0,028	0,034	0,043	0,056	0,065	0,050	0,076	0,053	0,042	0,040		
Na(t)	0,118	0,000	0,103	0,168	0,112	0,123	0,043	0,028	0,122	0,079	0,018	0,012	0,012	0,174	0,219	0,004	0,000	0,000	0,000	0,007	0,006	0,000		
K	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,011	0,006	0,003	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000		
Ti	0,010	0,004	0,008	0,012	0,008	0,011	0,009	0,013	0,011	0,010	0,026	0,018	0,020	0,003	0,014	0,008	0,006	0,002	0,002	0,004	0,005	0,004		
Ni	0,014	0,000	0,000	0,005	0,011	0,003	0,011	0,008	0,000	0,000	0,001	0,009	0,009	0,000	0,013	0,000	0,004	0,000	0,007	0,002	0,002	0,001		
Cr	0,009	0,000	0,000	0,002	0,008	0,000	0,000	0,000	0,010	0,013	0,010	0,006	0,001	0,011	0,008	0,008	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,000		
Mg/(Mg+Fe)	0,535	0,538	0,536	0,550	0,558	0,554	0,588	0,585	0,591	0,594	0,574	0,577	0,578	0,545	0,559	0,536	0,545	0,539	0,535	0,544	0,530	0,537		

Tabla C3: Plagioclasas de las anfibolitas pobres en Ca.

Muestra:	99210			99211					99213				98348									
	Anfibolitas con antofilita + cordierita									Anfibolitas con cummingtonita + cordierita												
Situación:	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	B	C	C	B	C	C	C	C	B
SiO ₂	58,51	58,65	58,55	59,77	59,57	59,61	58,53	59,63	61,67	62,02	61,54	61,52	57,95	57,85	58,65	58,15	58,32	58,59	59,22	58,34	58,77	59,49
Al ₂ O ₃	25,71	25,83	25,24	24,92	24,39	24,43	25,62	24,28	23,11	23,23	23,25	23,48	25,58	26,07	25,42	25,78	25,80	25,55	25,63	25,58	25,48	25,02
FeO	0,48	0,39	0,40	0,06	0,06	0,00	0,06	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,15	0,09	0,00	0,06	0,04	0,00	0,09	0,03	0,00	0,10
MnO	0,00	0,00	0,01	0,10	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00
MgO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	7,96	7,98	7,44	6,78	6,73	7,32	7,89	7,30	5,40	5,40	5,83	5,67	8,11	8,35	7,83	8,05	8,33	7,99	7,87	7,74	7,77	7,26
Na ₂ O	6,94	6,93	7,41	7,76	7,69	7,51	6,90	7,52	8,22	8,43	8,21	8,25	6,84	6,80	6,93	6,93	6,78	6,80	6,81	6,97	6,91	7,35
K ₂ O	0,03	0,02	0,00	0,03	0,04	0,05	0,06	0,01	0,05	0,06	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,00	0,06	0,04	0,08	0,06
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,07	0,04	0,02	0,07	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04	0,04	0,00	0,02
NiO	0,06	0,04	0,04	0,00	0,01	0,01	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,03	0,09	0,00	0,00	0,09
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	99,73	99,86	99,09	99,45	98,58	99,00	99,09	98,98	98,52	99,18	99,00	99,04	98,68	99,28	98,98	99,08	99,40	99,11	99,82	98,73	99,11	99,39
Cationes ajustados a 5																						
Si	2,628	2,631	2,637	2,677	2,693	2,687	2,644	2,690	2,784	2,778	2,766	2,762	2,628	2,608	2,652	2,625	2,628	2,649	2,660	2,643	2,654	2,674
Al ^{IV}	0,372	0,369	0,363	0,323	0,307	0,313	0,356	0,310	0,216	0,222	0,234	0,238	0,372	0,392	0,348	0,375	0,372	0,351	0,340	0,357	0,346	0,326
Al ^{VI}	0,989	0,996	0,977	0,992	0,992	0,985	1,007	0,980	1,014	1,004	0,997	1,005	0,995	0,993	1,006	0,996	0,998	1,010	1,016	1,008	1,010	0,999
Fe(t)	0,018	0,015	0,015	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,004	0,000	0,002	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000	0,004
Mn	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000
Mg	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
Ca	0,383	0,383	0,359	0,325	0,326	0,353	0,382	0,353	0,261	0,259	0,281	0,273	0,394	0,403	0,379	0,389	0,402	0,387	0,379	0,376	0,376	0,350
Na	0,604	0,603	0,647	0,674	0,674	0,656	0,604	0,658	0,720	0,732	0,716	0,718	0,602	0,595	0,607	0,606	0,592	0,596	0,593	0,612	0,605	0,640
K	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000	0,003	0,002	0,005	0,004
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Ni	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,003
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
An	38,73	38,83	35,69	32,48	32,56	34,91	38,59	34,89	26,54	26,04	28,11	27,48	39,50	40,31	38,34	38,99	40,30	39,34	38,81	37,97	38,14	35,20
Ab	61,10	61,06	64,31	67,32	67,24	64,81	61,07	65,03	73,18	73,63	71,71	72,38	60,32	59,44	61,37	60,69	59,38	60,66	60,83	61,83	61,37	64,45
Or	0,17	0,10	0,00	0,19	0,20	0,28	0,34	0,08	0,28	0,33	0,18	0,14	0,18	0,25	0,29	0,31	0,32	0,00	0,36	0,20	0,49	0,36

C = Centros, B = Bordes.

Tabla C4: Biotitas de las anfibolitas pobres en Ca.

Anfibolitas con ortoanfibol-cordierita																			Anf. con cum-crd		
Muestra:	99210					99211					99213					98348					
SiO ₂	36,76	36,82	36,77	36,54	36,08	37,83	36,38	37,21	37,18	37,78	37,72	37,26	37,44	37,07	36,47	36,99	36,49	35,60	36,47	35,86	
Al ₂ O ₃	17,13	17,32	17,37	16,89	17,14	17,27	17,36	17,48	17,13	17,52	17,49	17,50	17,19	17,47	17,70	17,40	17,86	17,12	17,51	17,57	
FeO	16,52	17,41	17,23	16,40	17,45	16,04	15,79	15,54	14,78	14,93	16,05	15,16	14,52	15,18	17,14	16,48	16,91	18,74	18,68	18,11	
MnO	0,00	0,02	0,08	0,03	0,00	0,03	0,07	0,07	0,00	0,05	0,03	0,07	0,05	0,08	0,00	0,00	0,05	0,08	0,02	0,00	
MgO	13,20	13,09	13,00	12,88	13,18	14,41	14,37	13,43	13,91	13,99	14,21	14,19	14,21	14,20	12,42	12,50	12,58	12,47	12,44	12,63	
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,12	0,00	0,05	0,01	
Na ₂ O	0,10	0,14	0,05	0,05	0,05	0,15	0,21	0,26	0,23	0,26	0,32	0,18	0,29	0,22	0,20	0,21	0,28	0,16	0,20	0,08	
K ₂ O	8,46	9,01	8,91	8,97	8,37	8,83	8,73	8,71	8,45	8,96	8,53	8,52	8,61	8,83	8,63	8,62	8,42	8,42	9,02	8,39	
TiO ₂	1,48	1,33	1,33	1,62	1,69	1,30	1,30	1,15	1,38	1,32	1,24	1,26	1,39	1,32	1,29	1,43	1,41	1,55	1,56	1,43	
NiO	0,03	0,09	0,09	0,01	0,01	0,05	0,08	0,00	0,05	0,05	0,04	0,12	0,08	0,03	0,04	0,04	0,05	0,00	0,03	0,00	
Cr ₂ O ₃	0,17	0,24	0,16	0,14	0,14	0,11	0,12	0,17	0,12	0,13	0,06	0,17	0,08	0,02	0,18	0,05	0,15	0,14	0,10	0,04	
Total	93,84	95,47	95,01	93,54	94,12	96,01	94,43	94,01	93,26	94,98	95,72	94,45	93,86	94,41	94,15	93,72	94,31	94,28	96,08	94,13	
Cationes ajustados a 7																					
Si	2,772	2,754	2,759	2,782	2,710	2,782	2,720	2,808	2,809	2,815	2,782	2,778	2,809	2,772	2,766	2,810	2,754	2,693	2,723	2,708	
Al ^{IV}	1,228	1,246	1,241	1,218	1,290	1,218	1,280	1,192	1,191	1,185	1,218	1,222	1,191	1,228	1,234	1,190	1,246	1,307	1,277	1,292	
Al ^{VI}	0,294	0,281	0,294	0,297	0,228	0,278	0,249	0,364	0,334	0,354	0,302	0,315	0,330	0,311	0,348	0,368	0,342	0,219	0,264	0,270	
Fe ³⁺	0,097	0,070	0,077	0,033	0,244	0,084	0,156	0,000	0,000	0,000	0,062	0,059	0,000	0,042	0,000	0,000	0,025	0,244	0,111	0,197	
Fe ²⁺	0,945	1,019	1,004	1,011	0,853	0,902	0,832	0,981	0,933	0,930	0,928	0,886	0,911	0,907	1,087	1,047	1,042	0,941	1,055	0,946	
Mn	0,000	0,001	0,005	0,002	0,000	0,002	0,004	0,005	0,000	0,003	0,002	0,004	0,003	0,005	0,000	0,000	0,003	0,005	0,001	0,000	
Mg	1,484	1,460	1,454	1,462	1,476	1,580	1,601	1,511	1,566	1,554	1,562	1,577	1,590	1,583	1,404	1,416	1,415	1,406	1,385	1,422	
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,008	0,000	0,009	0,000	0,004	0,001	
Na	0,014	0,020	0,008	0,008	0,008	0,021	0,031	0,038	0,034	0,037	0,045	0,025	0,042	0,032	0,029	0,031	0,040	0,023	0,028	0,012	
K	0,813	0,860	0,852	0,871	0,802	0,828	0,833	0,838	0,814	0,851	0,803	0,810	0,824	0,842	0,835	0,836	0,810	0,812	0,860	0,808	
Ti	0,084	0,075	0,075	0,093	0,095	0,072	0,073	0,065	0,078	0,074	0,069	0,071	0,078	0,074	0,074	0,082	0,080	0,088	0,088	0,081	
Ni	0,002	0,006	0,006	0,001	0,001	0,003	0,005	0,000	0,003	0,003	0,003	0,007	0,005	0,002	0,003	0,003	0,003	0,000	0,002	0,000	
Cr	0,010	0,014	0,009	0,008	0,008	0,006	0,007	0,010	0,007	0,007	0,004	0,010	0,005	0,001	0,011	0,003	0,009	0,008	0,006	0,003	
Fe/(Fe+Mg)	0,412	0,427	0,426	0,417	0,426	0,384	0,381	0,394	0,373	0,374	0,388	0,375	0,364	0,375	0,436	0,425	0,430	0,457	0,457	0,446	

Tabla C5: Cordieritas, estaurolitas, cloritas y espinelas de las anfibolitas pobres en Ca.

Mineral:								Gordierita									Estaurolita			Clorita		Espinela		
Muestra:	99210												99211			98348		99210	99213		99210	98348	99207	99208
SiO ₂	48,51	48,76	48,05	48,40	48,68	48,78	48,06	47,73	48,06	48,49	48,10	48,41	49,31	48,13	48,02	26,506	27,667	26,636	25,644	25,252	0,060	0,058		
Al ₂ O ₃	32,49	32,41	32,19	32,26	32,40	32,63	31,93	32,30	31,98	32,52	32,07	32,14	32,44	32,68	32,00	51,489	51,192	51,939	21,799	22,357	53,301	53,014		
FeO	6,79	7,64	7,29	7,19	7,02	7,46	6,87	7,25	7,42	7,44	6,31	5,99	6,15	7,70	7,13	13,111	13,852	13,580	20,610	21,842	25,274	25,175		
MnO	0,12	0,09	0,10	0,15	0,02	0,12	0,13	0,10	0,09	0,15	0,20	0,12	0,06	0,11	0,08	0,071	0,148	0,077	0,066	0,054	0,053	0,08		
MgO	9,12	9,10	9,17	9,12	9,32	9,27	8,99	9,20	9,02	9,12	9,55	9,68	9,80	9,16	9,14	1,810	2,063	2,051	18,227	18,032	3,427	3,161		
CaO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022		
Na ₂ O	0,23	0,25	0,33	0,24	0,31	0,24	0,27	0,15	0,33	0,27	0,19	0,15	0,33	0,34	0,31	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,172	0,275		
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,018	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000		
TiO ₂	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,402	0,497	0,377	0,103	0,116	0,000	0,107		
NiO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,07	0,06	0,02	0,03	0,00	0,07	0,03	0,00	0,06	0,15	0,00	0,000	0,000	0,183	0,016	0,000	0,011	0,059		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,134	0,279	0,146	0,112	0,049	0,534	0,925		
Total	97,34	98,32	97,20	97,39	97,90	98,57	96,33	96,81	96,95	98,09	96,49	96,53	98,14	98,31	96,70	93,555	95,708	94,989	86,577	87,704	82,832	82,876		
Cationes calculados para 18 oxígenos																Oxígenos = 16			Oxígenos = 26		Oxígenos = 32			
Si	5,014	5,010	4,992	5,012	5,012	4,997	5,024	4,976	5,008	4,994	5,010	5,026	5,039	4,958	5,009	7,690	7,871	7,636	5,335	5,220	0,016	0,015		
Al ^{IV}	0,986	0,990	1,008	0,988	0,988	1,003	0,976	1,024	0,992	1,006	0,990	0,974	0,961	1,042	0,991	0,310	0,129	0,364	2,665	2,780	16,552	16,488		
Al ^{VI}	2,971	2,934	2,933	2,949	2,942	2,937	2,958	2,944	2,935	2,942	2,946	2,959	2,947	2,927	2,942	17,295	17,033	17,184	2,680	2,666				
Fe(t)	0,585	0,656	0,630	0,622	0,604	0,639	0,598	0,631	0,647	0,640	0,547	0,520	0,525	0,663	0,620	3,174	3,295	3,255	3,585	3,775	5,569	5,555		
Mn	0,010	0,008	0,009	0,013	0,002	0,010	0,012	0,008	0,008	0,013	0,017	0,010	0,005	0,009	0,007	0,017	0,036	0,019	0,012	0,009	0,012	0,018		
Mg	1,405	1,395	1,420	1,407	1,430	1,415	1,401	1,429	1,402	1,400	1,482	1,499	1,493	1,407	1,421	0,783	0,875	0,877	5,653	5,557	1,346	1,244		
Ca	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,003	0,001	0,000	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006		
Na(t)	0,047	0,049	0,066	0,048	0,062	0,048	0,054	0,030	0,066	0,054	0,039	0,030	0,064	0,068	0,063	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,088	0,141		
K	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000		
Ti	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,088	0,106	0,081	0,016	0,018	0,000	0,021		
Ni	0,002	0,000	0,001	0,000	0,006	0,005	0,001	0,003	0,000	0,005	0,003	0,000	0,005	0,013	0,000	0,000	0,000	0,042	0,003	0,000	0,002	0,013		
Cr	0,000	0,000	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,031	0,063	0,033	0,018	0,008	0,111	0,193		
Fe/Fe+Mg	0,295	0,320	0,308	0,307	0,297	0,311	0,300	0,307	0,316	0,314	0,270	0,258	0,260	0,320	0,304	0,8022	0,7902	0,7879	0,388	0,405				